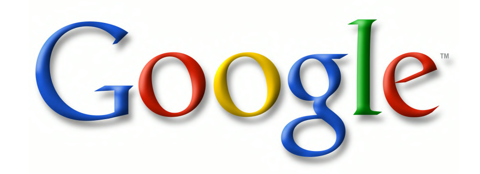
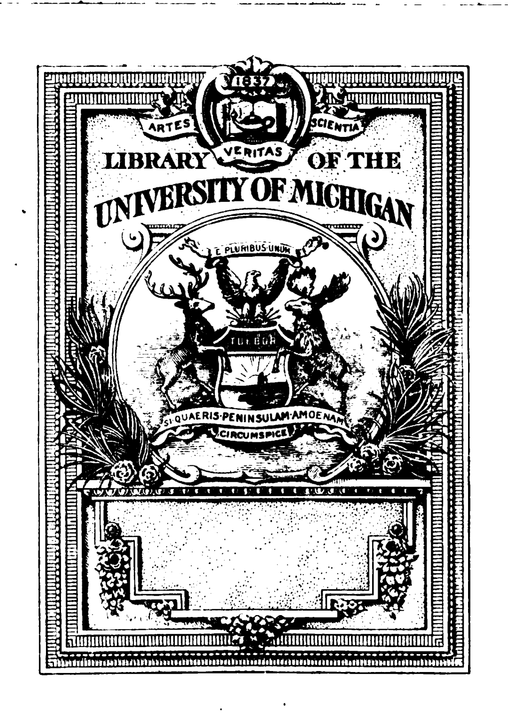



1837
ARTES
SCIENTIA
VERITAS
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE

BIBLIOTHEK

GEOGRAPHISCHER HANDBÜCHER

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. FRIEDRICH RATZEL.

Unter Mitwirkung von

Professor Dr. **Georg v. Boguslawski,** weil. Sektionsvorstand im Hydrographischen Amt der Kaiserl. Admiralität in Berlin; Professor Dr. **Carl Börgen,** Vorstand des Kaiserlichen Observatoriums in Wilhelmshaven; Dr. **Ed. Brückner,** Professor an der Universität in Bern; Professor Dr. **Oscar Drude,** Direktor des Botanischen Gartens in Dresden; Dr. **F. A. Forel,** Professeur à l'Université de Lausanne in Morges; Dr. **Karl v. Fritsch,** Professor an der Universität in Halle; Dr. **Siegmund Günther,** Professor an der technischen Hochschule in München; Dr. **Julius Hann,** Professor an der Wiener Universität und Redakteur der Zeitschrift für Meteorologie; Dr. **Albert Heim,** Professor am Eidgenössischen Polytechnikum und der Universität in Zürich; Dr. **Otto Krümmel,** Professor an der Universität und Lehrer an der Marine-Akademie in Kiel; Dr. **Albrecht Penck,** Professor an der Universität Wien.

STUTTGART.

VERLAG VON J. ENGELHORN.

1894.

MORPHOLOGIE

DER

ERDOBERFLÄCHE

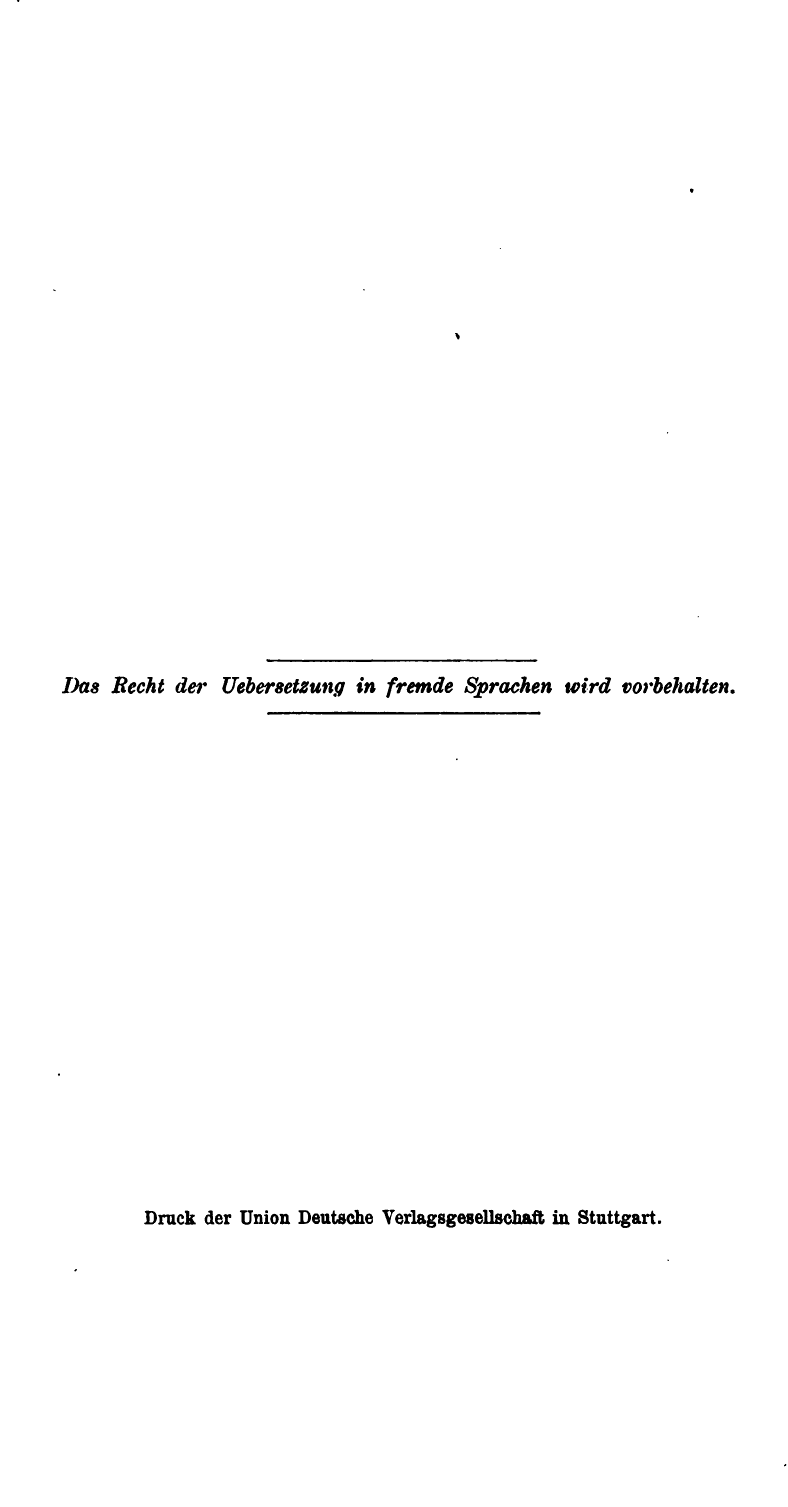
VON

DR. ALBRECHT PENCK,
PROFESSOR DER GEOGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT WIEN.

ERSTER TEIL.

MIT 29 ABBILDUNGEN.

STUTTGART.
VERLAG VON J. ENGELHORN.
1894.



Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Vorwort.

Mehr als zehn Jahre sind verstrichen, seitdem mich Friedrich Ratzel, der verehrte Herausgeber der Bibliothek geographischer Handbücher, einlud, für diese Sammlung eine Orographie zu verfassen. Damals schon mit Studien über die Formen der Erdoberfläche beschäftigt, übernahm ich mit Freude und Begeisterung die ehrenvolle Aufgabe und erweiterte dieselbe sofort im Einverständnisse mit Herausgeber und Verleger zur Darstellung einer Morphologie der Erdoberfläche.

Von der sofort begonnenen Niederschrift ist so gut wie nichts in das nachfolgende Werk übergegangen. Handbücher einer Wissenschaft brauchen Zeit zum allmählichen Ausreifen, zumal wenn, wie in diesem Falle, eine zwar ungemein reiche, aber noch wenig zusammenfassend behandelte Litteratur über den Gegenstand vorliegt. Dieselbe nach Kräften auszunutzen, war nicht bloß Pflicht der Pietät gegenüber den Vorarbeiten, sondern auch ein Gebot der Notwendigkeit; denn wirklich fruchtbringend können die einzelnen Probleme nur unter

steter Würdigung der Richtungen und Gesichtspunkte behandelt werden, unter welchen sie bereits im Laufe einer meist allmählichen Entwickelung erörtert worden sind. Denjenigen, welche sich mit den vielen Fragen der Geomorphologie beschäftigen, ist vielleicht durch ausführliche Angabe der benutzten Quellen ein Dienst geleistet, obwohl sich dadurch der durch die Fülle des Stoffes bedingte, ohnedies schon große Umfang des Werkes noch erheblich vergrößerte. Aus dem geplanten einen Bande sind deren zwei geworden.

Der Plan der „Morphologie der Erdoberfläche“ dürfte klar aus der Inhaltsübersicht erhellen. Mit voller Absicht werden die Formen der Erdoberfläche unter doppeltem Gesichtspunkte gewürdigt und sowohl die gestaltenden Kräfte in ihrer Wirksamkeit als auch die einzelnen Formenkomplexe nach ihrer Entstehung betrachtet. Dieser Vorgang ist notwendigerweise dadurch bedingt, daß dieselben Kräfte verschiedene Formen bilden, gleiche Formen jedoch verschiedenen Ursachen ihre Entstehung danken. Zwar werden die auf der Erdoberfläche wirkenden Kräfte seit dem Erscheinen von Lyells Principles of Geology in den meisten Lehr- und Handbüchern der Geologie mehr oder weniger ausführlich behandelt, so auch in der zur Bibliothek geographischer Handbücher gehörigen Allgemeinen Geologie von Karl v. Fritsch, aber dadurch wird eine Behandlung desselben Gegenstandes in der Geomorphologie nicht überflüssig gemacht. Während es sich dem Geologen in erster Linie um die Entstehung von Ablagerungen handelt, werden hier die auf der Erdoberfläche wirkenden Kräfte im wesentlichen als Formenbildner erörtert, während ferner jenem zufällt, die Aufeinanderfolge verschiedener Vorgänge, wie z. B. Schichtbildung und Schichtstörung, streng aus-

einanderzuhalten, hat die morphologische Betrachtung zumeist das gleichzeitige Zusammenwirken verschiedener Prozesse, wie der Erosion und Gebirgsbildung, zu betonen. Dabei wird die Aufmerksamkeit auf das wechselnde Intensitätsverhältnis der zusammenwirkenden Kräfte gelenkt, und es wird nötig, dieselben nicht bloß qualitativ, sondern auch quantitativ zu würdigen. Man wird an verschiedenen Stellen einschlägige Darlegungen finden, die sich allerdings oft auf spärlichem Materiale aufbauen müssen. Sie möchten daher nur als Versuche einer Betrachtungsweise angesehen werden, von welcher für die Zukunft die wichtigsten Aufschlüsse zu erwarten sind.

Auf illustrativen Schmuck verzichtet das folgende Werk; es enthält mit wenigen Ausnahmen lediglich schematische Darstellungen; denn der zu Gebote stehende Raum, sowie der Charakter der Sammlung, welcher die Morphologie angehört, gestattet nicht das beizufügen, was nötig ist, nämlich einen Atlas der Formen der Erdoberfläche, welcher die einzelnen Geländetypen in einheitlicher Darstellungsweise darbietet, sowie gewisse auffällige Erscheinungen kartographisch oder bildlich wiedergibt.

Die jahrelange Beschäftigung mit der Morphologie der Erdoberfläche hat eine Reihe kleiner Aufsätze gezeitigt, welche teils einzelne Fragen eingehender behandeln, als hier möglich, teils die Diskussion über einzelne Punkte anregen sollten. Letzteres ist erfreulicherweise nicht ausgeblieben und also ins Leben gerufene sachliche Erörterungen sind mir bei Abfassung dieses Werkes von großem Nutzen gewesen. Behufs Entlastung desselben wird öfters auf diese Einzelaufsätze verwiesen, von welchen der auf dem neunten Deutschen Geographentage zu Wien

gehaltene Vortrag über die Formen der Landoberfläche jene Gesichtspunkte entwickelt, welche bei Abfassung eines großen Abschnittes maßgebend gewesen sind, und deren Richtigkeit ich bei wiederholter Durcharbeitung des damals bereits vollendeten Werkes bestätigt gefunden habe.

Zwei monumentale Werke vorzugsweise morphologischen Inhalts sind seit Beginn meiner Arbeit erschienen. Eduard Sueß hat in seinem Antlitz der Erde die Struktur der Erdkruste mit Meisterhand geschildert und Ferdinand Freiherr v. Richthofen seinem Führer für Forschungsreisende eine Morphologie der Erdoberfläche einverleibt. Die große Bedeutung, welche diese beiden Werke für die Entwickelung der Wissenschaft besitzen, wird auch die nachfolgende Arbeit vielfach spiegeln; es hat für mich zu den genußreichsten Momenten gezählt, wenn ich in Befolgung oft ganz anderer Wege zu gleichem Ergebnisse kam, wie die beiden Meister. Die vielfach in sehr wesentlichen Punkten hervortretende Uebereinstimmung mit denselben ist für mich dadurch der Gegenstand einer festen inneren Ueberzeugung geworden, und nur nach wiederholter sorgfältiger Ueberprüfung habe ich gelegentlich abweichende Ansichten zu begründen versucht. Es drängt mich daher, nach Abschluß meiner Arbeit jene große Förderung dankbar anzuerkennen, welche meine Morphologie durch die genannten Werke von Sueß und v. Richthofen erfahren hat. Zugleich aber hebe ich auch die nie versiegende Quelle von Anregungen hervor, die mir die Schriften von James Dana darboten. Die prinzipielle Uebereinstimmung mit ihm wird auf mancher Seite des Werkes hervortreten, sie ward in mir lebendig beim Studium fast jeder einschlägigen Arbeit des großen amerikanischen Geologen;

möchte derselbe aus diesem Werke entnehmen, daß er auch diesseits des Ozeans dankbare Schüler besitzt.

Es wäre in Wien nicht möglich gewesen, die „Morphologie der Erdoberfläche" in der vorliegenden Gestalt zu vollenden, wenn mir nicht außer den nicht allzu reichen öffentlichen und den mir offenstehenden anderen Bibliotheken einige Fachbibliotheken zugänglich gewesen wären. Dem Direktor der geologisch-paläontologischen Abteilungen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien, Herrn Theodor Fuchs, bin ich aufrichtig dankbar für die mir gewährte Erlaubnis zum uneingeschränkten Gebrauche der Büchersammlung dieser Abteilung, und ebenso danke ich Herrn Hofrat Julius Hann für die stete Bereitwilligkeit, mir die Werke aus der Bibliothek der k. k. meteorologischen Zentralanstalt zur Verfügung zu stellen. Meinen hochverehrten Freunden und Kollegen Eduard Sueß und Franz Toula bin ich gleichfalls für manch geliehenes Buch, dem letzteren speziell für die Einführung in die musterhaft verwaltete Bibliothek der k. k. technischen Hochschule in Wien lebhaft verpflichtet.

Ferner danke ich dem Verleger, Herrn J. Engelhorn, für die außerordentliche Nachsicht, durch welche er die ruhige Entwicklung dieses Buches förderte, und für die Liberalität, mit welcher er es ausstattete. Meine ehemaligen Schüler, die Herren Dr. Müllner und Dr. A. E. Forster, erwarben sich außerdem, dieser durch treue Mithilfe bei der Korrektur und Anfertigung des Registers, jener durch Zeichnung zahlreicher Illustrationen, ein von mir lebhaft empfundenes Verdienst, für welches ich ihnen ebenso dankbar bin, wie meinem lieben Freunde Professor Dr. Eduard Brückner in Bern für die Durchsicht der Druckbogen des ersten Bandes. Trauernd end-

lich gedenke ich an dieser Stelle jenes Mannes, mit dem ich Plan und Inhalt der Morphologie so manchmal besprach, dessen klarem Blick, ruhigem Urteil und umfassendem Wissen ich so manchen gern befolgten Rat danke, des unvergesslichen Melchior Neumayr.

Wien, Juni 1894.

Albrecht Penck.

Inhalt.

II. Buch.

Die Landoberfläche.

I. Abschnitt.

Abkürzungen in den Zitaten:

C. R. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris.
Diss. Doktor-Dissertation.
E. H. Ergänzungs-Heft.
J. R. G. S. Journal of the Royal Geographical Society. London.
P. R. G. S. Proceedings of the Royal Geographical Society. London.
N. F. Neue Folge.
P. M. Petermanns Mitteilungen aus Justus Perthes' geographischer Anstalt. Gotha.
Z. f. E. Zeitschrift für Erdkunde. Berlin.
Z. G. f. E. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin.

Einleitung.

Die feste Erdkruste zeigt einen großen Reichtum der verschiedensten Oberflächenformen, welche zwischen der jäh aufragenden Bergzinne und dem vielgewundenen Thale eine überwältigende Mannigfaltigkeit einzelner Typen aufweisen, durch ihre Vergesellschaftung den landschaftlichen Charakter ausgedehnter Gebiete bestimmen, und überdies Klima, Pflanzen- und Tierwelt, sowie die Verbreitung des Menschen sichtlich beeinflussen. Sie bilden insgesamt in ihrer Erscheinung, ihrem Vorkommen und ihrer Entstehung den Vorwurf der Morphologie der Erdoberfläche, während ihr Einfluß auf das Klima und die Organismen andern geographischen Disziplinen zufällt.

Wie auffällig die Formen der Erdoberfläche vielfach entgegentreten, so sind sie doch gegenüber dem Erdganzen sehr unbedeutend und würden bei einer Betrachtung des letzteren von einem entfernten Standpunkte aus verschwinden. Hervortreten würde dann die kugelähnliche Erdgestalt, von welcher die Formen der starren Oberfläche lediglich unbedeutende Abweichungen darstellen würden. Hiervon ausgehend, erfaßt die Morphologie der Erdoberfläche die einzelnen Formen derselben als Abweichungen von der sphäroidischen Erdgestalt. Sie übernimmt dabei von der Geodäsie die Angaben über die Gestalt und Größe des Erdballes, welch erstere ungemein nahe durch den Spiegel des Meeres veranschaulicht wird,

so daß sich ihre beschreibende Aufgabe dahin gestaltet, die Aufragungen der festen Erdkruste über den Meeresspiegel und deren Einsenkungen unter den letzteren darzustellen, sowie nach ihrer Vergesellschaftung zu beschreiben.

Indem die Morphologie der Erdoberfläche zu ihrer deskriptiven Aufgabe die genetische gesellt, hat sie die Kräfte, welche die feste Erdkruste verändern, namentlich in ihren gestaltenden Wirkungen zu untersuchen. Sie gewinnt dabei eine große Zahl genetisch wichtiger Merkmale, welche eine genetische Klassifikation der einzelnen Formen und Formengesellschaften ermöglichen. Hierbei tritt sie in engste Fühlung mit der Geologie, welche gleichfalls die Veränderungen der physischen Erdkruste betrachtet, allerdings meist weniger in Rücksicht auf die dabei entstehenden Formen, als auf die sich bildenden Ablagerungen.

Geodäsie und Geologie sind die vornehmsten Hilfswissenschaften der Geomorphologie, diese selbst aber ist der Hauptbestandteil der eigentlichen Geographie als Lehre von der Erdoberfläche. Würdigt die Morphologie die Formen der letzteren nach Art und Ursprung, so beschreibt die Geographie deren Verbreitung und Zusammenvorkommen mit den Erscheinungen der Atmosphäre und Hydrosphäre, sowie der organischen Welt. So steht denn die Geomorphologie in engster Beziehung zu drei Wissenschaften, auf deren Litteraturen sie vornehmlich angewiesen ist.

Die Anfänge rein deskriptiver geomorphologischer Arbeiten reichen weit zurück; jedwelche Karte, welche die Formen der Erdoberfläche wiedergibt, ist eine Art morphologischer Darstellung, welche im Laufe unseres Jahrhunderts zu hoher Vollendung gebracht worden ist. Allein als rein deskriptive Wissenschaft hat die Kartographie sich ausschließlich in der Richtung der Verfeinerung der Untersuchungs- und Darstellungsmethoden entwickelt, was sie in immer engere Fühlung mit der Geodäsie brachte, so daß sie nunmehr als eine Disziplin der letzteren gelten muß. Sehr alt ist ferner die Fixierung einzelner morphologischer Begriffe durch die Geo-

graphie; die erste allgemeine systematische Darstellung des Formenschatzes der Erdoberfläche wird in dem ersten Werke über allgemeine Geographie, der Geographia generalis des großen Bernhard Varenius[1]) begegnet. Es ist auch die geographische Litteratur, welche die älteren Ansichten über die Entstehung von Formen der Erdoberfläche enthält. Aber derartige genetische Erörterungen sind in dem Maße aus geographischen Werken verschwunden, als sich seit dem vorigen Jahrhundert die Geologie entwickelte. Diese war ursprünglich nichts andres als eine allgemeine Erdkunde, eine Theorie der Erde nach älterer Ausdrucksweise, und beschäftigte sich vor allem auch mit der Entstehung der Formen der Erdoberfläche. Der ganze dritte Abschnitt der für alle Zeiten klassischen Erläuterungen des Schotten Playfair[2]) zu Huttons Theorie beschäftigt sich mit der Ausgestaltung der Erdoberfläche, und der Wernerschen Geologenschule sind verschiedene systematische Einteilungen der Formen der Erdoberfläche nach äußeren Kennzeichen zu danken, ohne daß dabei der Versuch gemacht wird, aus der Oberfläche der Erde auf ihren Inhalt zu schließen, was Karl Friedrich Struve[3]) erstrebte. Fr. Ambros Reuß gab in seinem Lehrbuche der Mineralogie[4]) einen rein morphologischen Abschnitt, ebenso K. F. Richter[5]) in seinem Taschenbuch zur Geognosie; der letzte Wernerianer, K. A. Kühn[6]), widmete gleichfalls den ganzen dritten Abschnitt seines Handbuches der Geognosie den Oberflächenverhältnissen des festen Erdkörpers. Ein geologisches Werk ist es auch, das zum erstenmal von einer „Morphologie der Erdoberfläche" redet. Karl Friedrich Naumann[7]) definierte sie als die Lehre von den räum-

[1]) Amsterdam 1650.
[2]) Illustrations of the Huttonian Theory. 1802.
[3]) Versuch einer Physiognomik der Erde, oder die Kunst, aus der Oberfläche der Erde auf deren oberen Inhalt zu schließen. Leipzig 1802.
[4]) Leipzig 1805. 3. Teil. I.
[5]) Freiberg 1812.
[6]) Freiberg 1833. I. S. 82, 155.
[7]) Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. I. 1858. S. 290, 380.

lichen und gestaltlichen Verhältnissen der festen Erdkruste und behandelte sie in eingehender, noch heute sehr beachtenswerter Weise. Eine genetische Morphologie kennt Naumanns Lehrbuch jedoch nicht; vornehmlich die Erforschung des Aufbaues der Erdkruste ins Auge fassend, hatte sich die Geologie mehr und mehr von der genetischen Betrachtung der Formen der Erdoberfläche entfernt, und sie konnte dies um so eher, als die letzteren durch jene Katastrophen direkt erklärt zu sein schienen, die man glaubte annehmen zu müssen. Erst auf einem Umwege kam man wieder dazu, sich geologischerseits mit den Formen der Erdoberfläche zu befassen. J. P. Lesley erkannte den Zusammenhang zwischen innerer Struktur der Kruste und deren Oberflächenformen, und stellte der „Topographie als Kunst", nämlich der Kartenaufnahme, die „Topographie als Wissenschaft" gegenüber[1]). Unverkennbar führt sich auf diese Anregung der große Aufschwung zurück, welchen die morphologische Geologie seither in Amerika genommen hat, und der durch K. G. Gilbert[2]) zur Entwickelung eines eigenen Wissenszweiges, der Orologie, führte, welcher aber auch in Großbritannien fühlbar ist. A. C. Ramsay[3]) und Archibald Geikie[4]) erschlossen hier das Verständnis der Oberflächenformen ganzer Länder.

Die geographische Litteratur hat erst spät an diesen Errungenschaften teilgenommen. Zwar haben die beiden leitenden Geographen der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts die Morphologie der Erdoberfläche entschieden gefördert. Seiner allgemeinen vergleichenden Geographie stellte Karl Ritter[5]) als Einleitung einen Abschnitt über die festen Formen der Erdrinde, also ein morphologisches

---

[1]) Manual of Coal and its Topography. Philadelphia 1856. Chap. III u. IV.

[2]) The Colorado Plateau Province as a Field for geological Study. Am. Journ. (3). XII. 1876. p. 16.

[3]) The Physical Geology and Geography of Great-Britain. London 1863.

[4]) The Scenery of Scotland. London 1865.

[5]) Die Erdkunde. Berlin 1817. 1. Teil. S. 59.

Kapitel, voran; er erschloß Hilfsmittel, die räumlichen Verhältnisse durch Form und Zahl zu charakterisieren [1]), und in seinen allerdings posthum herausgegebenen Vorlesungen bezeichnete er die so darzustellende Konfiguration der Erdteile direkt als Morphologie [2]). Sein großer Zeitgenosse A. v. Humboldt [3]) gab gleichfalls Wege an, die Formen der Erdoberfläche durch Maße zu kennzeichnen, aber beiden Männern lag eine genetische Morphologie ferne. Kein Wunder daher, wenn ihre Nachfolger sich gleichfalls nicht mit letzterer beschäftigten und um so eifriger in den von den großen Meistern eingeschlagenen Bahnen fortschritten. v. Sonklars „Allgemeine Orographie, die Lehre von den Reliefformen der Erdoberfläche" [4]), steht auf diesem Boden. Weit mehr als die Hälfte dieses morphologischen Werkes ist rein deskriptiv, fast ein Zehntel beschäftigt sich mit den Maßen der Formen, nur ein Fünftel mit deren Entstehung, welche geschildert wird ohne Rücksicht auf damals schon gezeitigte Ergebnisse der Geologie. Diesen Sachverhalt muß man berücksichtigen, um die Bedeutung von Peschels „Neuen Problemen der vergleichenden Erdkunde" voll zu würdigen, die ihr Verfasser selbst als „Versuch einer Morphologie der Erdoberfläche" (1869) bezeichnete. Diese Sammlung glänzend geschriebener Essays wies die Geographen wieder auf ein fast durch ein Jahrhundert vernachlässigtes Gebiet, die genetische Morphologie, und wenn auch wohl das meiste des Inhaltes von Peschels Buch bereits beim Erscheinen desselben nicht als neu gelten konnte, so bezeichnet es doch einen Wendepunkt in der Entwickelung der Formenlehre von der Erde. Es übernahmen in Deutschland die Geographen wieder ein langverschmähtes

---

[1]) Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Geographie. Berlin 1852. S. 129.

[2]) Allgemeine Erdkunde. Berlin 1862. S. 197.

[3]) De quelques phénomènes qu'offrent les Cordillères des Andes de Quito et la partie occidentale de l'Himalaya. Annal. d. Sc. nat. IV. 1825. Versuch die mittlere Höhe der Kontinente zu berechnen. Annal. d. Phys. u. Chem. LVII. 1842. S. 407.

[4]) Wien 1873.

Erbe, sie schufen eine Reihe morphologischer Monographieen, zunächst noch geschrieben nach der Art der Peschelschen, dann aber mehr und mehr sich die Ergebnisse britischer und amerikanischer Geologen zu nutze machend. Bereits liegt ein Werk vor, welches die bisher üblich gewesene formale Klassifikation der Formen der Erdoberfläche durch eine völlig durchgearbeitete genetische ersetzt, wenngleich bescheidenerweise nur in Form eines Vorschlages für künftige Beobachter, das ist v. Richthofens Führer für Forschungsreisende (Berlin 1886). Auch die französische Litteratur ist um ein ähnliches morphologisches Werk bereichert worden. An Stelle jener zahlreichen militärischen Terrainlehren, die meist nichts andres sind als Anleitungen zum Kartenlesen, gelegentlich aber auch die unbegreiflichsten genetischen Vorstellungen verbreiten [1], oder unter irreleitendem Titel lediglich Verzeichnisse morphologischer und andrer Bezeichnungen enthalten [2], setzten de la Noë und E. de Margerie eine genetische Geländelehre [3].

---

[1] Cybulz, Handbuch der Terrainformenlehre. Wien 1862.

[2] Vergl. Zaffauk Edler von Orion, Die Erdrinde und ihre Formen. Wien 1885.

[3] Les formes du terrain. Service géographique de l'armée. Paris 1888.

I. Buch.

Allgemeine Morphologie.

Kapitel I.

Mathemathisch-geographische Vorbemerkungen.

1. Gestalt und Größe der Erde.

Der Spiegel des ruhigen Meeres ist wie jede Oberfläche einer stehenden Flüssigkeit eine Niveaufläche und steht senkrecht zur Richtung der Resultanten aller auf ihn wirkenden Kräfte. Diese sind die Anziehung des Erdganzen und die Fliehkraft, und ihre Resultante wirkt in der Lotrichtung, deren Lage sohin die des Meeresspiegels bedingt.

Kann man sich die Anziehung der Erde auf einen unendlich fernen Punkt in ihrem Schwerpunkte konzentriert und in der Richtung nach demselben wirkend denken, so ist diese Vorstellung für die auf der Erdoberfläche selbst gelegenen Punkte nicht zulässig, da sich an denselben die Anziehung der benachbarten Massenteilchen wegen deren geringer Entfernung besonders geltend macht, und man hat sich die Anziehung der Erde auf sie zusammengesetzt zu denken aus der Anziehung der im Schwerpunkte konzentrierten Gesamtmasse, sowie der Anziehung der unmittelbaren Umgebung des Punktes. Die Fliehkraft wirkt bekanntlich allenthalben senkrecht zur

Umdrehungsachse der Erde; ihre Größe ist abhängig von der Umdrehungsgeschwindigkeit, sowie für jeden einzelnen Punkt von dessen Entfernung von der Rotationsachse.

Die aus der Vereinigung der Erdanziehung und der Zentrifugalkraft hervorgehende Kraft bewirkt den freien Fall von Körpern auf der Erdoberfläche. Die Richtung desselben, die Lotrichtung, läßt sich für beliebige Punkte berechnen, solange man von dem Einflusse der benachbarten Massen absehen kann, und unter dieser Voraussetzung erscheint der zur Lotrichtung allenthalben senkrechte Meeresspiegel als die Oberfläche eines an den Polen abgeplatteten Rotationsellipsoides. Die Beträge, um welche das Lot aus seiner berechneten Lage durch die Anziehung der benachbarten Massen abgelenkt wird, lassen sich wegen der Unregelmäßigkeit in deren Verteilung nicht allgemein, sondern nur von Fall zu Fall berechnen, und es läßt sich daher nichts Genaueres über den Verlauf der Niveauflächen der Erde aussagen. Dieselben wurden dementsprechend von Listing[1]) als Flächen eigener Art, nämlich als Geoidflächen bezeichnet. Der Meeresspiegel gibt die sinnliche Vorstellung vom Verlaufe einer dieser Geoidflächen, er wird häufig auch als das Geoid kurzhin bezeichnet.

Die Unregelmäßigkeiten in der oberflächlichen Massenverteilung, welche die Lotablenkungen und damit die Abweichungen des Meeresspiegels von der Oberfläche eines abgeplatteten Rotationsellipsoides bedingen, sind sichtbare und unsichtbare. Im ersteren Falle treten sie als die Formen der Erdoberfläche entgegen, deren Massen von Fall zu Fall ermittelt werden können. Da nun die Formen der Erdoberfläche gegenüber dem Erdganzen verschwinden, so können die durch sie bedingten Lotablenkungen und damit die Abweichungen des Meeresspiegels von der Rotationsellipsoidfläche kaum sehr beträchtliche sein. Die unsichtbaren Unregelmäßigkeiten der Massenverteilung,

---

[1]) Ueber unsere jetzige Kenntnis der Gestalt und Größe der Erde. Göttingen 1872. S. 9. (Nachrichten d. k. Gesellsch. d. Wissensch.)

welche in der wechselnden Dichtigkeit der Erdkruste entgegentreten, entziehen sich größtenteils der direkten Wahrnehmung. Bemerkenswerterweise kompensieren sie sich aber in ihrer Wirkung auf die Lotlinie und den Meeresspiegel größtenteils mit den sichtbaren; es besteht ein Zusammenhang zwischen den großen Formen der Erdoberfläche und der Beschaffenheit der darunter befindlichen Kruste. Die Abstände des Geoids von der Oberfläche eines Rotationsellipsoides, welches sich dem inhaltgleichen Geoide möglichst anschmiegt, belaufen sich nach den neuesten Untersuchungen [1]) nur auf ± 200 bis ± 250 m. Dieses Rotationsellipsoid ist das Referenzellipsoid.

Welches Rotationsellipsoid am besten als Referenzellipsoid dienen kann, wird sich erst dann entscheiden lassen, wenn das Geoid in allen Teilen bekannt ist. Nach dem gegenwärtigen Stande der Kenntnis könnte versucht werden, sowohl das Clarkesche, als auch das Besselsche Ellipsoid als Referenzellipsoid für Mitteleuropa anzunehmen [2]). Beide Referenzellipsoide liegen viel gebrauchten Tabellenwerken zu Grunde. Nach dem Clarkeschen Referenzellipsoide mit der Abplattung 1:294,98 [3]) berechnete Strelbitsky das Areal von Europa, sowie die Areale bestimmter Gradtrapeze [4]) in russischem Maße, und entwickelte Robert Simpson Woodward [5]) zahlreiche Daten in englischem Maße. Das von Bessel 1841 berechnete Referenzellipsoid mit der Abplattung von 1 : 299,1528 [6])

[1]) Helmert, Ueber die Schwerkraft im Hochgebirge, insbesondere in den Tiroler Alpen. Veröffentl. d. kgl. preuß. geodätisch. Instituts. Berlin 1890. W. Hergesell, Ueber die Formel von G. Stokes zur Berechnung regionaler Abweichungen des Geoïds. Inaug.-Dissert. Straßburg 1891.

[2]) Helmert in den Verhandlungen der Konferenz der internationalen Erdmessung zu Salzburg. Berlin 1889. Tafel II a b.

[3]) A. R. Clarke, Comparisons of Standards of Length, made at the Ordnance Survey Office. Southampton 1866.

[4]) Superficie de l'Europe. St. Pétersbourg 1882. p. 224.

[5]) Formulas and Tables to facilitate the Construction and Use of Maps. Bull. U. S. geolog. Survey. No. 50. 1889.

[6]) Astronomische Nachrichten. XIX. Nr. 438.

ist durch Enckes Tafeln [1]) eingebürgert worden; auf ihm beruhen die Tabellen von A. Germain [2]), jene von Börsch [3]), sowie namentlich Hermann Wagners [4]) Hilfstabellen, welche durch A. Steinhauser [5]) erweitert worden sind. Diese Tabellen liegen zahlreichen geographischen Arealsberechnungen zu Grunde. Auch W. Jordan [6]) teilte Hilfstabellen nach Bessels Sphäroid mit. Die Abplattung desselben kommt derjenigen sehr nahe, welche Helmert [7]) aus den Schweremessungen herleitete (1:299,26), und liegt innerhalb der Fehlergrenzen jener Abplattung, die derselbe Geodät [8]) aus den Mondstörungen berechnete (1 : [297,8 ± 2,2]). Die Dimensionen des Besselschen Sphäroides werden auch den in diesem Werke mitzuteilenden Neuberechnungen zu Grunde gelegt. Die Hauptwerte sind die folgenden:

Halbe große Achse (a)	6 377 397 m
Halbe kleine Achse (b)	6 356 079 m
Unterschied ($a - b$) .	21 318 m
Aequatorumfang ($2 a \pi$)	40 070 368 m
Meridianumfang . . .	40 003 423 m
Abplattung	$\frac{1}{299,1528 \pm 4,667}$
Oberfläche des Sphäroides	509 950 714 qkm
Volumen des Erdsphäroids	1 082 841 315 400 cbkm.

Die Abplattung des Erdellipsoides ist sonach sehr gering; es ist daher zulässig, die Krümmung kleiner Teile

---

1) Ueber die Dimensionen des Erdkörpers. Berliner Astronomisches Jahrbuch 1852. S. 318, 381.

2) Traité des projections des cartes géographiques. Paris 1866.

3) Tafeln für geodätische Berechnungen zwischen den geographischen Breiten von 35° und 71°. Kassel 1869.

4) Die Dimensionen des Erdsphäroids nach Bessels Elementen im metrischen Maße. Geogr. Jahrb. III. 1870. S. 587.

5) Tafeln der Dimensionen des Erdsphäroides auf Minutendekaden erweitert. Zeitschr. f. wissensch. Geogr. V. 1885. S. 137.

6) Handbuch der Vermessungskunde. Stuttgart. II. 1878. S. 48, 55.

7) Die mathematischen und physikalischen Theorieen der höheren Geodäsie. Leipzig. II. 1884. S. 85; vergl. auch S. 243.

8) Ebenda S. 465.

ihrer Oberfläche als kugelförmig anzusehen und bei Berechnungen einen mittleren Krümmungshalbmesser der betreffenden Breiten einzuführen. Jordan und Steinhauser haben a. a. O. Tabellen über die Länge dieses Krümmungsradius mitgeteilt.

2. Der Meeresspiegel.

Nur der Spiegel des ruhenden Meeres kann als Niveaufläche gelten. In Wirklichkeit aber ist das Meer stets bewegt, seine Oberfläche ist mehr oder weniger durch die Wellenbewegung gekräuselt und schwankt entsprechend dem Gange der Gezeiten. In einigen Meeresteilen überwiegt die Verdunstung den Zufluß, in andern findet das Umgekehrte statt; dementsprechend entwickeln sich zufließende oder abfließende Bewegungen des Wassers, und es erhalten derartige Meeresteile ein Gefälle von oder nach ihren Nachbarn. Ferner lastet auf dem Meere die Atmosphäre und übt auf dessen Spiegel einen von Ort zu Ort und auch zeitlich wechselnden Druck aus, dem sich der Spiegel des leicht beweglichen Wassers anpaßt. Ueberdies wird derselbe durch die Windbewegung und durch die bei dem bogenförmigen Verlaufe der Meeresströmungen entstehende Zentrifugalkraft schräg gestellt. Alle diese Ursachen wirken dahin, den wirklichen Spiegel des Meeres aus seiner Lage als Niveaufläche dauernd herauszubringen; allein vorgenommene Messungen zeigen, daß die daraus resultierenden Beträge ganz minimal [1]) sind, und jedenfalls innerhalb der Fehlergrenzen der Nivellements liegen [2]). Weit störender ist, daß an den Küsten eines von starken Gezeiten bewegten Meeres sich die Möglichkeit der Herleitung verschiedener Mittelwasserstände, z. B. eines wahren Mittelwassers, einer mittleren Fluthöhe, eines

---

[1]) Lallemand, Note sur l'unification des altitudes européennes. Verhdgn. d. Konferenz d. perm. Komm. d. intern. Erdmessung 1890. Berlin 1891. S. 181.

[2]) Helmert, Le zéro des altitudes. Ebenda 1891. Berlin 1892. S. 148.

mittleren tiefsten Wasserstandes, bietet, welche Höhenunterschiede von mehreren Metern erreichen können[1]), und daß man im Binnenlande die Höhen auf ein Niveau bezog, das nicht genau mit dem Meeresspiegel zusammenfällt.

Die sogenannten Meeresspiegel, auf welche die Höhenmessungen der verschiedenen Staaten bezogen worden sind, gehören aus den entwickelten Gründen nicht ein und derselben Niveaufläche an, so daß man sich im Deutschen Reiche entschlossen hat, an Stelle eines irgendwo beobachtbaren Meeresspiegels das Niveau eines bestimmten Fixpunktes den Messungen zu Grunde zu legen. Dieser Fixpunkt hat den Namen „Normalnull“ erhalten[2]). Die den Höhenmessungen einzelner deutscher Staaten zu Grunde gelegten „Meeresspiegel“ liegen um nennenswerte Beträge höher oder tiefer als Normalnull, und es ergibt sich daraus, daß sehr genau gemessene Punkte im Innern Mitteleuropas nach den von verschiedenen Staaten ausgeführten Höhenmessungen verschiedene Meereshöhe haben. So hat der Bodensee auf der österreichischen Spezialkarte eine Höhenkote von 392 m, auf dem schweizerischen Siegfriedatlas von 399,5 m, während seine wahre Seehöhe 395 m beträgt.

Folgende Tabelle enthält die Nullpunkte für die Höhenmessungen einiger mitteleuropäischer Staaten und ihrer Höhenlage in Bezug auf Normalnull.

Deutsches Reich	Niveau von Normalnull (NN) 37 m unter d. Höhenmarke der Sternwarte in Berlin. Nullpunkt für die Karte des Deutschen Reiches

---

[1]) Vergl. hierzu E. G. Ravenstein, On Bathy-hypsographical Maps. P. R. G. S. 1886. p. 21.

[2]) Der Normalhöhenpunkt für das Königreich Preußen. Zeitschr. f. Vermessungswesen IX. 1880. S. 1.

Rheinlande, Hannover, Provinz und Großherzogtum Hessen	Der Amsterdamer Pegel (AP). Mittlere Fluthöhe im ehemaligen Y bei Amsterdam, 0,149 m über dem Mittelwasser der Nordsee bei Amsterdam	0,18 m über NN [1])
Sachsen und östliches Preußen	Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde	0,06 m unter NN [2])
Bayern	Idealer Meeresspiegel unter der Frauenkirche in München	1,78 m unter NN [3])
Baden	Idealer Meeresspiegel unter dem Boden des Straßburger Münster	2,02 m unter NN [4])
Württemberg	1) Kohlers Vermessung: Idealer Meeresspiegel unter dem Straßburger Münster.	2,02 m unter NN [5])
	2) Horizont der geognostischen Spezialkarte: Idealer Meeresspiegel unter dem Kirchturm zu Buoch	ca. 0,90 m über NN
Oesterreich-Ungarn	Mittelwasser der Adria bei Triest	0,25 m unter NN [6])

[1]) Hann, Die Verteilung des Luftdruckes über Mittel- und Südeuropa. S. 11. Geogr. Abh. II. H. 2. 1887.

[2]) Hann a. a. O.

[3]) v. Orff, Aufgaben und Thätigkeit des topographischen Bureaus. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München. VIII. S. 227, sowie in Jordan-Steppes, Deutsches Vermessungswesen. Stuttgart 1882. I. S. 240.

[4]) L. Neumann, Orometrie des Schwarzwaldes. 1885. S. 193. Geogr. Abh. I. H. 2.

[5]) Jordan in Jordan-Steppes, Deutsches Vermessungswesen. I. Stuttgart 1882. S. 263.

[6]) Helmert, Le zéro des altitudes. Verhdgn. d. perm. Komm. d. intern. Erdmessung. Berlin 1892. S. 148.

Schweiz	Idealer Meeresspiegel unter der Pierre de Niton im Genfer See	3,39 m unter NN [1]
Belgien	Mittlerer tiefster Wasserstand zu Ostende	2,15 m unter NN [2]
Niederlande	Amsterdamer Pegel (AP)	0,18 m über NN [3]

Den übrigen europäischen Höhenmessungen liegen meist Mittelwasser des Meeres zu Grunde, welche nach Lallemand nur wenig voneinander abweichen. Die in Betracht kommenden Niveaus sind [4]):

Frankreich	Maregraph zu Marseille	
Italien	Mittelwasser des Mittelmeeres bei Genua	0,05 m unter Marseille [4]
Spanien	Mittelwasser des Mittelmeeres bei Alicante	
Portugal	Mittelwasser des Atlantik zu Cascaes	
Großbritannien	English Ordnance Datum: zu Liverpool	0,02 m über Mittelwasser [5]
Irland	Ordnance Datum: Niederwasser bei Springzeiten in der Dublinbai am Poolbeg Leuchtturme	2,27 m unter English Datum level

---

1) Hann a. a. O.

2) Adan, Note sur les nivellements belges. Annuaire de l'observatoire de Bruxelles. 1878. p. 177.

3) Hann a. a. O.

4) Lallemand a. a. O.

5) Third Report of the Committee appointed for the purpose of considering the Datum level of the Ordnance-Survey of Great-Britain. Rep. British Association. 1879. p. 219.

Rußland	Pegel bei Kronstadt	0,023 m üb. d. mittl. Ostsee-niveau [1])

Weicht der wirkliche Spiegel des Meeres von einer Niveaufläche merklich ab, so sind seine Abstände von derselben keineswegs am gleichen Orte konstant, da eben die Ursachen, welche dieselben bedingen, zeitlich wechseln. Aber auch der Spiegel des ruhend gedachten Meeres ist nicht unveränderlich, denn die Kräfte, welche auf ihn wirken, sind es nicht. Es erfährt die Erde durch den Fall von Meteoriten einen konstanten Massenzuwachs, und es steigert sich die Größe ihrer Anziehung. An ihrer Oberfläche finden fortwährend Umlagerungen der Massen statt, und auch ihre Kruste ist in Bewegung begriffen. Dementsprechend ändern sich die Ursachen der Lotablenkung, sowie auch die Lage der Erdachse und die Rotationsgeschwindigkeit. Aus all diesen Ursachen kann die Lotrichtung und die Gestalt des Meeresspiegels Veränderungen erfahren. Ueberdies können Verschiebungen seiner Lage durch Verminderung oder Vermehrung der ozeanischen Wassermassen, sowie durch Volumänderungen der Meeresräume entstehen. Die Fläche, welche der Morphologie der Erdoberfläche als Basis dient, ist nicht fest, und es ist wohl denkbar, daß sich die Dimensionen einzelner Erhebungen über dem Meeresspiegel bei völlig stabiler Lage derselben in Bezug auf das Erdganze ändern. Allein ein solcher Fall kann nicht eintreten, ohne daß anderswo beträchtlichere Veränderungen in den Formen der Erdoberfläche stattgefunden haben; denn fast alle Ursachen, welche die Gestalt und Lage des Meeresspiegels zu verändern vermögen, bestehen in Veränderungen in und auf der Erdkruste, also deren Formen. Die Aenderung der Formen der Erdoberfläche ist das Primäre, die Veränderlichkeit des Meeresspiegels das Se-

---

[1]) v. Kalmár, Rapport sur l'état actuel des travaux de précision. Verhdgn. d. IX. allgem. Konferenz d. intern. Erdmessung 1889. Berlin 1890.

kundäre, beide verhalten sich wie Ursache und Wirkung. Es kann sohin der Meeresspiegel gegenüber den Formen der Erdkruste als der relativ stabilere Teil gelten; zudem geschehen seine Veränderungen so langsam, daß seine Lage für die Gegenwart als stabil gelten darf, und überdies besitzt er für die Morphologie der Erdoberfläche die bedeutsame Eigenschaft, daß eine der wichtigsten auf dem Lande wirkenden Kräfte, nämlich das rinnende Wasser, fortwährend dahin strebt, in die Lage des Meeresspiegels zurückzukehren.

3. Die geographischen Koordinaten.

Die Morphologie der Erdoberfläche setzt die Kenntnis der Lage aller Punkte der starren Erdkruste als bekannt voraus. Die Lage irgend eines Punktes auf der Erde wird bestimmt durch dessen drei geographische Koordinaten, der geographischen Länge und Breite sowie der Meereshöhe. Die beiden ersten werden astronomisch hergeleitet aus der einzigen nahezu unveränderlichen Richtung für alle Punkte der Erde, nämlich der Lage der Umdrehungsachse bezw. des Himmelspoles, und der an jedem Punkte feststellbaren Lotrichtung. Nennt man die zur Erdachse senkrecht stehende Ebene Ebene des Aequators, sowie die zur Lotrichtung senkrecht stehende Ebene Ebene des Horizonts, ferner die durch die Lotrichtung und den Himmelspol gelegte Ebene die Meridianebene des Ortes, so ist

> die astronomische geographische Breite eines Ortes der Winkel zwischen der Lotrichtung an demselben und der Ebene des Aequators, oder zwischen der Erdachse und der Ebene des Horizontes;

ferner

> die astronomische geographische Länge eines Ortes der Winkel, welchen dessen Meridianebene mit der Meridianebene des Ortes macht, welcher im Nullmeridiane liegt.

Für ein Referenzellipsoid, dessen Dimensionen bekannt sind, lassen sich die geographische Länge und Breite

eines Ortes auch durch geodätische Messungen herleiten, und es ergibt sich

die geodätische geographische Breite eines Ortes aus dem auf dem Referenzellipsoide gemessenen Bogenstück zwischen Ort und Aequator;

ferner

die geodätische geographische Länge eines Ortes aus dem längs des Aequators zwischen dem Nullmeridiane und dem Ortsmeridiane gemessenen Bogen.

Die auf astronomischem und geodätischem Wege hergeleiteten Werte für die geographische Länge und Breite eines Ortes werden ausschließlich im gegenwärtig herrschenden Bogenmaße (Quadrant zu 90°) mitgeteilt. Beide stimmen nur selten untereinander überein; gewöhnlich findet sich zwischen beiden eine Differenz, welche die Lotablenkung nach Länge und Breite für den Ort darstellt. Groß ist dieselbe nicht. Sie beläuft sich in der Regel auf einige Bogensekunden, und der Unterschied zwischen astronomischer und geodätischer Position erreicht selten mehr als 1 km. Er ist also nur auf Spezialkarten darstellbar. Für diese aber empfiehlt sich die Auftragung der auf geodätischem Wege gewonnenen, bezw. durch denselben berichtigten Längen- und Breitenangaben, da sie nur dann gestatten, Messungen von Entfernungen und Flächenräumen vorzunehmen.

Die Meereshöhe oder absolute Höhe eines Punktes ist dessen Abstand von dem bis unter ihn fortgesetzt gedachten Meeresspiegel. Sie kann positiv oder negativ sein. Im ersteren Falle liegt der Punkt über, im letzteren unter dem Meeresniveau und in der Regel auch unter dem Meeresspiegel; im letzteren Falle spricht man anstatt von negativer Meereshöhe von der Tiefe des Punktes. Gemessen kann die Meereshöhe werden längs der Lotlinie [1]) oder in der Lotrichtung [2]) des Punktes.

---

[1]) Helmert, Die mathematischen und physikalischen Theorieen der höheren Geodäsie. Leipzig 1880. I. S. 8.

[2]) Bruns, Figur der Erde. Berlin 1878. S. 34.

Die Abweichung beider Linien voneinander ist, wie Helmert [1]) zeigte, in der Nähe des Meeresniveaus nur ganz minimal, und da sich überdies die absoluten Höhen in engen Grenzen im Vergleiche zum Erdradius halten, so ist es gleichgültig, in welcher von beiden Linien gemessen wird.

Die Meereshöhe eines Ortes wird ausschließlich in den üblichen Längenmaßstäben, hier also im Metermaße angegeben. Vorschläge, die Meereshöhe in Bruchteilen des Erdradius [2]) oder in solchen der Höhe des höchsten Berges [3]) auszudrücken, haben nicht Anklang gefunden.

Gleich hohe Punkte der Erdoberfläche liegen in derselben Meereshöhe, aber nicht in demselben Niveau, denn die Niveauflächen der Erde verlaufen streng genommen nicht parallel miteinander; der Abstand zweier Niveauflächen ist nicht allenthalben der gleiche und wechselt mit dem reziproken Betrage der Beschleunigung der Schwere. Diese Thatsache spielt bei Ermittelungen der Meereshöhen eine wichtige Rolle, da es nur für gewisse Gegenden möglich ist, die Meereshöhe (bezw. Tiefe) eines Punktes durch unmittelbare Messung seines Abstandes vom Meeresspiegel zu bestimmen. Für alle vom Meere entfernten Punkte muß die Meereshöhe durch Summierung von einzelnen an verschiedenen Orten gemessenen Niveauabständen gewonnen werden. Da nun die Niveauflächen einander nicht parallel sind und ihre Abstände wechseln, so ist die Summe einzelner, an verschiedenen Orten ermittelter Niveauabstände nicht gleich dem Abstande des Grenzniveaus an einem bestimmten Punkte. Sehr groß allerdings sind die entstehenden Differenzen nicht, denn die Abweichungen vom Parallelismus sind bei den Niveauflächen nahe der physischen Erdoberfläche ziemlich unbedeutend, und die beträchtlichsten von ihnen lassen sich berechnen.

---

[1]) A. a. O. 2. Band. S. 530.

[2]) Costaz, Mémoire sur une nouvelle manière d'exprimer les hauteurs absolues des positions géographiques. Bull. Soc. géogr. (1) XIX. 1833. I. p. 65.

[3]) Alph. De Candolle, Note sur des degrés d'altitude. Bull. Soc. géogr. (2) XIII. 1840. I. p. 20.

Elementar kann man sich obige Verhältnisse durch folgende Betrachtung veranschaulichen. Man erhebe sich am Aequator 1000 m hoch über den Meeresspiegel und gehe in diesem Niveau längs eines Meridianes nach einem der beiden Pole. Man wandert in einer Ellipse, deren Abplattung fast genau gleich jener der Erde ist, also am Pole dem Erdmittelpunkte um $^1/_{299}$ näher ist als unter dem Aequator. Dementsprechend liegt sie am Pole in $1000\left(1-\frac{1}{299}\right) =$ 997 m Höhe. Würde man einen Gipfel, der sich faktisch nur 997 m über den Nordpol erhebt, dermaßen messen müssen, daß man am Aequator den Abstand von dessen Niveau vom Meeresspiegel bestimmt, so würde man die Meereshöhe um $^1/_3$% zu groß erhalten, während dann, wenn man vom Aequator aus sich allmählich in das Niveau dieses Gipfels erheben würde, man durch fortgesetzte Messungen von Niveauabständen dessen Höhe zu 998,5 m, um $^1/_6$% zu hoch bestimmen würde. Diese Fehler, welche sich notwendigerweise aus der ellipsoidischen Erdgestalt ergeben, lassen sich bei genauen Höhenmessungen eliminieren, während die analogen, weit kleineren, die sich wegen den Abweichungen des Geoids vom Referenzellipsoide herausstellen, zwar nicht unmittelbar berechenbar sind, aber durch Schwerebeobachtungen hergeleitet werden können.

Im Vereine mit den beiden andern genannten geographischen Koordinaten, der geographischen Länge und Breite, ermöglicht die Meereshöhe, die Lage irgend eines Punktes gegenüber dem Meeresspiegel festzulegen. Damit ist aber noch nicht dessen Lage in Bezug auf das Erdganze genau bestimmt. Denn man kann lediglich für das Referenzellipsoid aus der Länge und Breite eines Ortes dessen Abstand vom Erdmittelpunkte, der als Zentrum des Koordinatensystemes angenommen wird, berechnen; für das Geoid jedoch ist dies ohne weiteres nicht möglich. Es ist noch nötig, den Abstand des Geoides vom Referenzellipsoide zu kennen, und es setzt sich der Abstand eines Punktes vom Erdmittelpunkte zusammen 1. aus dem zur geographischen Breite gehörigen geozentrischen Halbmesser, 2. aus dem positiven oder negativen Abstand des Normalgeoides vom Referenzellipsoide und 3. aus der positiven oder negativen Meereshöhe. Diese drei Größen müssen bekannt sein, falls wirkliche Ortsveränderungen eines Punktes der Erdkruste nachgewiesen werden sollen.

Die geographischen Koordinaten eines Ortes sind

ebensowenig unveränderlich wie das Meeresniveau, und wie denkbar ist, daß der Meeresspiegel unter einem bestimmten Punkte seine Lage verändert, ohne daß letzterer selbst eine Ortsveränderung erfährt, so ist möglich, daß sich nicht bloß die Meereshöhe, sondern auch die geographische Breite und in minimaler Weise auch die Länge eines Punktes ändern, ohne daß er selbst aus seiner Lage in Bezug auf ein festes Koordinatensystem rückt; denn die Lotrichtung, deren Veränderungen solche des Meeresspiegels nach sich ziehen, ist es ja, auf welcher alle geographischen Ortsbestimmungen beruhen.

Während man die Abweichungen des Meeresniveaus vom Referenzellipsoide erst in jüngster Zeit für einige Gegenden zu ermitteln begonnen hat, sind in den letzten Jahrhunderten zahlreiche Längen-, Breiten- und Meereshöhenbestimmungen vorgenommen worden. Die einschlägigen Methoden sind dermaßen verfeinert worden, daß man die Längen und Breiten bis auf Bruchteile von Bogensekunden genau auf astronomischem Wege ermitteln kann, während man im Nivellement ein Verfahren besitzt, um Seehöhen bis auf Bruchteile von Metern genau zu messen. Allein es muß hervorgehoben werden, daß alle diese exakten Verfahren der geographischen Ortsbestimmung ungemein umständliche und kostspielige Operationen erheischen, welche vorzunehmen nicht überall möglich ist. Die geographischen Positionen selbst mehrfach besuchter Orte, an welchen sich keine Sternwarten befinden, sind daher vielfach noch recht ungenau, wie beispielsweise aus folgender Zusammenstellung der für Chartum ermittelten Werte der Breite und Länge erhellt [1]:

nach:			
Caillaud u. Letorzec	1821	$\varphi = 15°37'11''$ N.	$\lambda = 32°37'\ 0''$ E.
Kinzelbach	1862	15 36 36	32 39 30
Petherick	1862	15 37 28	32 28 42
de Bizemont . . .	1870	15 37 20	32 37 2
A. Lucas	—	15 37 36	32 25 57
Prout	1877	15 37 4	32 53 39
Größte Differenz		1'	27' 42''

[1]) E. G. Ravenstein, Geographical Coordinates in the Valley of the Upper Nile. P. R. G. S. XI. 1889. p. 641.

Man entnimmt aus dieser Tabelle, daß die geographischen Positionen in Bezug auf die Breite weit genauer als in Bezug auf die Länge bekannt sind, und das ist die Regel.

Recht bedeutende Unsicherheiten walten noch in Bezug auf die Angaben der Meereshöhen ob, und man kann nur dort von verläßlichen Höhen reden, wo dieselben durch Nivellement bestimmt worden, denn die trigonometrische Höhenmessung besitzt infolge der mit den Erwärmungsverhältnissen der Luft wechselnden atmosphärischen Refraktion so bedeutende Fehlerquellen, daß dieses Verfahren nur dort befriedigende Ergebnisse liefert, wo zu häufig wiederholten Malen Kontrollmessungen vorgenommen werden können. Welch bedeutende Unsicherheit einer einzigen Messung anhaftet, erhellt aus folgendem: H. Hartl[1]) fand für den Höhenunterschied zweier 28,26 km voneinander entfernter Punkte nacheinander folgende Werte:

5^h a. m.	6^h a. m.	7^h a. m.	8^h a. m.	$8^h\ 56^m$ a. m.	$10^h\ 3^m$ a. m.
13,6 m	31,2 m	32,3 m	34,1 m	35,3 m	36,2 m

$2^h\ 58^m$ p. m.	4^h p. m.	$6^h\ 13^m$ p. m.
33,4 m	31,1 m	21,2 m

v. Bauernfeind[2]) fand folgende Abweichungen der trigonometrischen Höhenmessung von dem 30 m betragenden Ergebnisse des Nivellements zwischen Döbra und dem Kapellenberge:

7^h a. m.	9^h a. m.	11^h a. m.	1^h p. m.	3^h p. m.	5^h p. m.
+ 2,6 m	+ 3,6 m	+ 5,6 m	+ 5,0 m	+ 4,0 m	+ 3,4 m
7^h p. m.	9^h p. m.	11^h p. m.	1^h a. m.	3^h a. m.	5^h a. m.
+ 3,2 m	— 3,6 m	— 2,2 m	— 2,6 m	— 5,0 m	— 4,8 m

In noch viel erheblicherem Maße als die Ergebnisse der trigonometrischen Höhenmessung sind jene der barometrischen unsicher. Wird doch der Luftdruck an einem Orte nicht bloß durch dessen Meereshöhe, sondern auch

---

[1]) Beiträge zum Studium der terrestrischen Strahlenbrechung. Mitt. des k. k. militär-geogr. Inst. Wien. III. 1883. S. 110.

[2]) Ergebnisse und Beobachtungen der terrestrischen Refraktion. Abh. d. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. 2. Kl. XIII. 1880.

durch die allgemeine Luftdruckverteilung bestimmt, und es wechselt der Luftdruckunterschied zwischen zwei benachbarten Orten wesentlich mit der nur schätzbaren Temperatur der Luftsäule zwischen beiden Orten. Wie verschiedene Ergebnisse selbst ganze Reihen von Beobachtungen liefern können, lehren folgende Zusammenstellungen:

v. Bauernfeind [1]) fand die durch ein Nivellement zu 1080,331 m bestimmte Höhe der Kampenwand über Höhensteig in Oberbayern auf barometrischem Wege mittags 12 Uhr nach 11 Beobachtungen um 13,2 m zu hoch und um 3 Uhr morgens nach 5 Beobachtungen um 14,7 m zu niedrig. Diese Messungsergebnisse differieren um 27,9 m, also 2,5 % der zu messenden Höhe. Sprung [2]) ermittelte barometrisch die Höhe des Säntis über Altstätten nach einjährigen Abend- und Morgenbeobachtungen zu 2008 m, nach einjährigen Mittagsbeobachtungen zu 2037,5 m. Die sich also nach einjährigen Beobachtungen ergebenden Höhenangaben liegen um 29,5 m, um 1,4 % des wirklichen Höhenunterschiedes, auseinander. Nach einmonatlichen barometrischen Beobachtungen bestimmte Hann die Höhe des Sonnblick nach Ischl zu 3076 m, nach dem Obirgipfel zu 3096 m, welche Ergebnisse um 20 m, 0,6 %, differieren [3]), nach einjährigen Beobachtungen fand er die Höhe des Berges zu 3095 m, und nach noch längeren zu 3100 m [4]). Durch das große sibirische Nivellement wurde die nach langjährigen barometrischen Beobachtungen zu 370 m bestimmte Seehöhe von Irkutsk zu 458,1 m, also um fast 25 % höher gefunden [5]).

In allen den genannten Fällen sind ganze Serien von

---

[1]) Neue Beobachtungen über die tägliche Periode barometrisch bestimmter Höhen. Abh. d. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. 2. Kl. XIV. 1883.

[2]) Lehrbuch der Meteorologie. Hamburg 1885. S. 71.

[3]) Meteorologische Zeitschrift. IV. 1887. S. 46.

[4]) Resultate des ersten Jahrganges der meteorologischen Beobachtungen auf dem Sonnblick (3095 m). Sitzungsber. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Klasse. XCVII. 2. Ab. 1888.

[5]) Wilds Repertorium f. Meteor. VI. No. 2. 1879.

Beobachtungen zur barometrischen Höhenberechnung verwertet worden. Wie gering muß daher die Zuverläßlichkeit einer einzelnen Messung bewertet werden! und dabei handelt es sich noch um Quecksilberbarometer und nicht um das in seinem Gange unzuverläßliche Aneroid oder Siedethermometer, welche bequemen Instrumente jetzt so gern für Höhenmessungen verwendet werden. Bei weitem die meisten Höhenangaben, welche für die Erde vorliegen, beruhen auf Barometerablesungen; man wird daher die Genauigkeit derselben schwerlich auf mehr denn 5 % ihres Wertes veranschlagen und dem Vorschlage von Hann beipflichten können, daß die Seehöhen auf die Zehner der Meter abgerundet werden möchten [1]).

Aber auch unmittelbare Höhenmessungen, wie sie z. B. Allan [2]) auf dem steilen Vorgebirge Kodlen auf Oesterö in den Färöer mittels der Lotleine ausführen konnte, liefern kein genaues Resultat, da kaum je der Zustand der Luft ein so ruhiger ist, daß nicht die Leine etwas gekrümmt wird; überdies ändert sich die Länge einer solchen Leine mit dem Feuchtigkeitsgrade der Luft. Dies alles gilt namentlich auch für die Lotleine zur Bestimmung der Meeres- und Seetiefen, und dazu kommt, daß es keineswegs leicht ist, den Augenblick zu bestimmen, in welchem das Lot bei großen Tiefen den Grund erreicht, so daß man auch die bisher ermittelten Meerestiefen auf einige Prozente ihres Wertes für unsicher halten muß.

Unter solchen Umständen können die Abweichungen des Meeresspiegels von einer Niveaufläche, welche bei genauen Höhenmessungen alle Beachtung verdienen, für sehr viele Aufgaben außer Betracht bleiben, da sie sich innerhalb der Fehlergrenzen der meisten Höhenmessungen bewegen. Ebenso liegen die Lotablenkungen in der Regel

---

[1]) Ueber die Seehöhe der Oase Kufra. Z. d. G. f. E. XVI. 1882. S. 265.

[2]) G. St. Mackenzie, An Account on some geological Facts observed in the Faeroe Islands. Trans. Roy. Soc. of Edinburgh. VII. 1815. p. 213 (217).

innerhalb der Fehlergrenzen sehr vieler Längen- und Breitenangaben und können dann vernachlässigt werden.

4. Entfernung und Höhenunterschied.

Die vielfach noch herrschende Unsicherheit in Bezug auf die geographischen Positionen zahlreicher, ja der meisten Orte auf der Erdoberfläche ist bei morphologischen Betrachtungen deshalb selten störend, da es sich bei denselben weniger um die absolute Lage der Orte, als um deren relative Lage zu einander handelt. Die relative Lage zweier Orte wird durch deren Entfernung und deren Höhenunterschied angegeben.

Unter Entfernung zweier Punkte auf der Erdoberfläche versteht man den kürzesten, im Meeresniveau gemessenen Abstand von deren durch Länge und Breite bestimmten geometrischen Oertern. Die Linie, in welcher dieser Abstand gemessen wird, heißt die geodätische Linie; sie besitzt die Eigenschaft, daß ihre Schmiegungsebene überall senkrecht zum Geoide steht. Ihr Verlauf auf diesem letzteren ist ein ziemlich verwickelter, und selbst auf dem Referenzellipsoide bietet das Problem, die Entfernung zweier Orte genau zu berechnen, bedeutende Schwierigkeiten. Dagegen ist diese Aufgabe angenähert leicht zu lösen, sobald das Stück des Meeresspiegels, auf welchem sich beide Orte befinden, als sphärisch gekrümmt angesehen werden kann. Die Entfernung beider ist dann das zwischen beiden Orten befindliche Bogenstück eines größten Kugelkreises und kann sowohl in Winkelmaß als auch in Längenmaß ausgedrückt werden.

Sei s die in Bogenmaß ausgedrückte Entfernung zweier Orte mit den Breiten φ_1 und φ_2, sowie den Längen λ_1 und λ_2, so ist

$$\cos s = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_1 - \lambda_2).$$

Mit Hilfe von s läßt sich dann leicht der Winkel oder das Azimut berechnen, unter welchem die geodätische Linie zwischen beiden Orten den Meridian des ersten schneidet. Derselbe ergibt sich aus der Formel

$$\sin \alpha_1 = \frac{\sin (\lambda_1 - \lambda_2) \cos \varphi_2}{\sin s}.$$

Analog findet sich das Azimut der geodätischen Linie für den anderen Ort

$$\sin \alpha_2 = \frac{\sin (\lambda_1 - \lambda_2) \cos \varphi_1}{\sin s}.$$

Durch Division beider Gleichungen ergibt sich

$$\sin \alpha_1 \cos \varphi_1 = \sin \alpha_2 \cos \varphi_2.$$

Es ist sohin das Produkt aus Sinus des Azimuts und Cosinus der geographischen Breite für alle Punkte der Entfernungslinie zweier Orte konstant. Dies gilt auch allgemein für das Rotationsellipsoid, wenn die geographische Breite durch die wenig kleinere reduzierte Breite ersetzt wird.

Die in Längenmaßen ausgedrückte Entfernung e zweier Orte ergibt sich aus s nach der bekannten Formel

$$e = 2 r \pi . \frac{s}{360} = r \operatorname{arc} s \qquad (1)$$

in welcher r den mittleren Krümmungsradius des Erdsphäroides für beide Orte bezeichnet.

Der Höhenunterschied zweier Orte, auch relative Höhe des einen über dem andern genannt, ist die Differenz ihrer Meeres- oder absoluten Höhen. Diese Größe ist also nicht identisch mit der Niveaudifferenz beider Orte, welche, entsprechend dem wechselnden Abstande der Niveauflächen voneinander, eine variable Größe ist.

Die Beziehung zwischen Höhenunterschied und Niveaudifferenz ergibt sich aus der Thatsache, daß der Vertikalabstand zweier Niveauflächen sich umgekehrt proportional der Schwere ändert. Da nun an benachbarten Orten der Betrag der Schwere nur unbedeutende Variationen zeigt, so können für dieselben Höhenunterschied und Niveaudifferenz miteinander identifiziert werden.

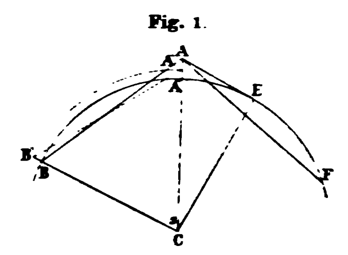
Die Größe und Richtung der Entfernungen zweier Orte, sowie ihr Höhenunterschied bezw. ihre Niveaudifferenz sind verhältnismäßig leicht meßbare Größen, welche bei Charakteristik der Formen der Erdoberfläche vielfach die in absoluten Werten angegebenen geographischen Koordinaten ersetzen, so daß die Unsicherheit der letzteren bei morphologischen Aufgaben nicht immer schwer ins Gewicht fällt.

Statt Entfernung und Höhenunterschied zweier Punkte

wird häufig deren direkter Abstand, d. h. die dieselben in der „Luftlinie" verbindende Gerade gemessen. Dieselbe ist bei kleinen Elevationswinkeln gleich der Sehne zwischen ihren Projektionen auf ihr mittleres Niveau.

Seien R und $R+H$ die Abstände zweier Punkte B und A (Fig. 1) vom Erdmittelpunkte und s ihre in Bogenmaß ausgedrückte

Fig. 1.



Entfernung, so ergibt sich ihr Abstand $a = AB$ voneinander aus der Gleichung

$$a^2 = R^2 + (R+H)^2 - 2R(R+H)\cos s$$

und

$$a = 2R\sin\frac{s}{2}\sqrt{1+\frac{H}{R}+\frac{H^2}{4R^2\sin^2\frac{s}{2}}} \tag{2}$$

Die Höhenunterschiede auf der Erdkruste halten sich in engen Grenzen und belaufen sich auf höchstens 17,5 km. Der Wert $\frac{H}{R}$ kann daher im Maximum 0,003 werden, während der von $\frac{H^2}{4R^2\sin^2\frac{s}{2}}$ bei kleinem s sehr groß, bei großem s minimal wird. Im ersteren Falle kann man

$$2R\sin\frac{s}{2} = e,$$

d. h. gleich der Entfernung beider Orte setzen und erhält

$$a = e\sqrt{1+\frac{H}{R}+\frac{H^2}{e^2}},$$

sowie bei kleinem H

$$a = \sqrt{e^2 + H^2} \tag{2b}$$

Zugleich ersieht man, daß, falls der Höhenunterschied bei den Orten gegenüber deren Entfernung, also der Elevationswinkel des einen über dem andern klein ist, das Glied $\frac{H^2}{4R^2 \sin^2 \frac{s}{2}}$ in Gleichung (2) vernachlässigt werden kann, denn selbst bei sehr kleinem s wird bei einem Elevationswinkel von 3° jenes Glied kleiner als 0,003. Man kann daher für kleine Elevationswinkel und immer sobald $s > 5°$ setzen

$$a = 2R \sin\frac{s}{2}\sqrt{1+\frac{H}{R}} = 2\sin\frac{s}{2}\left(R+\frac{H}{2}\right).$$

Ist nun r der Erdradius für beide Orte und sind h_1 und h_2 deren Meereshöhen, so ist

$$R = r + h_1, \quad H = h_1 - h_2,$$

demnach

$$a = 2\sin\frac{s}{2}\left(r + \frac{h_1+h_2}{2}\right) \tag{2c}$$

Letzterer Wert ist die zum Winkel $\frac{s}{2}$ gehörige Sehne eines Kreises vom Radius $r + \frac{h_1+h_2}{2}$, also die zur Entfernung im mittleren Niveau $r + \frac{h_1-h_2}{2}$ gehörige Sehne.

Die Abstandslinie eines Punktes kann ausschließlich außerhalb des Erdsphäroides (AA'' Fig. 1), oder außerhalb und innerhalb desselben (AF Fig. 1) gelegen sein. Unmittelbar meßbar sind bloß die außerhalb des Sphäroides befindlichen Linien, also die Abstände von irgend einem Punkte bis zu allen jenen Punkten hin, welche innerhalb eines von ihm an die Erdoberfläche gelegten Tangentialkegels befindlich sind. Die Lösung dieser Aufgabe ist identisch mit der Berechnung der Aussichtsweite oder der Größe des Gesichtsfeldes eines Punktes.

Sei A (Fig. 1) ein beliebiger Punkt der Erdoberfläche, so kann man von demselben aus die Erdkugel bis zum Punkte E hin überblicken, in welchem der Gesichtsstrahl die Erdkugel tangiert, und bis zu diesem Punkte hin kann man die Abstände zu jedem beliebigen Punkte der Erdoberfläche direkt messen. Sei nun C der Erdmittelpunkt, ferner r der Krümmungsradius und h die Meereshöhe des Ortes, so ist $AC = h + r$, $EC = r$, und AE ist die gesuchte Aus-

sichtsweite d. Dieselbe ist die eine Kathete des rechtwinkligen Dreiecks AEC und es ist

$$d^2 + r^2 = (r + h^2)$$

und da h im Vergleiche zu r stets sehr klein ist, so ergibt sich mit hinreichender Annäherung

$$d = \sqrt{2rh} \tag{3}$$

und

$$d^2\pi = h \,.\, 2r\pi.$$

Die Aussichtsweite eines Punktes ist gleich der Quadratwurzel aus dem Produkte aus seiner Meereshöhe und dem Erddurchmesser, sein Aussichtsfeld ferner ($d^2\pi$) ist gleich dem Produkte aus Erdumfang ($2r\pi$) und seiner Meereshöhe. Dabei ist es gleichgültig, ob der Abstand des Punktes von den Grenzen seines Gesichtsfeldes oder seine Entfernung von denselben in Rechnung gezogen werden, denn beide Größen verhalten sich wie die Tangente und der Bogen der im Winkelmaß ausgedrückten Entfernung des Punktes von den Grenzen seines Gesichtsfeldes. Diese aber kann selbst für die größten Erhebungen des Landes nur 3^0 betragen, für welchen Winkel die Tangente nur um 1‰ größer als der Bogen ist.

Beschränkt kann die Aussichtsweite eines Punktes sein, wenn beträchtliche Erhebungen vor seinen Horizont treten, und erweitert ist sie dann, wenn große Erhebungen über seinen Horizont ansteigen. Beides ist der Fall, wenn sich in der Gesichtslinie des Punktes Erhebungen befinden, deren Höhe größer ist als das Quadrat ihrer Entfernung vom Punkte E, dividiert durch den Erddurchmesser. Der größte Abstand $d_1 + d_2$ zweier Punkte mit den Meereshöhen h_1 und h_2, welcher überblickt werden kann, beläuft sich auf

$$d_1 + d_2 = \sqrt{2rh_1} + \sqrt{2rh_2}.$$

Der Abstand irgend eines Punktes von seiner nächsten Umgebung im Meeresniveau ist sichtlich größer als seine Entfernung von demselben, aber die Differenz beider Werte wird mit zunehmender Entfernung kleiner und kleiner, bis sie endlich einander gleich werden ($AF = A''F'$). Hierauf wird der Abstand kleiner als die Entfernung und erreicht im Vergleiche zu letzterer ein Minimum für den Antipodenpunkt.

Der Abstand eines Punktes von dem unmittelbar unter ihm gelegenen ist gleich seiner Meereshöhe h, seine Entfernung von diesem gleich Null, daher $a = h$ und $a > e$. Für den Antipodenpunkt ist

$$a - e = 2r + h - 2r\pi$$

und da für Punkte der Erdoberfläche h immer sehr klein ist, so ist $2r + h$ stets kleiner als $2r\pi$, und $e > a$. Die Grenzentfernung, bis zu welcher der Abstand größer als die Entfernung ist, ergibt sich aus der Gleichung

$$a = e,$$

nach Einfügung der hergeleiteten Werte für e (Gleichung 1) und a (Gleichung 2c, da der Elevationswinkel 0^0 ist)

$$2 \sin \frac{s}{2} \left(r + \frac{h}{2}\right) = r \operatorname{arc} s$$

Entwickelt man die Sinusreihe für arc $\frac{s}{2}$ und läßt deren höhere Glieder weg, was zulässig ist, da die Ausführung der Rechnung erkennen läßt, daß $\sin \frac{s}{2}$ einen kleinen numerischen Wert besitzt, so erhält man

$$1 + \frac{h}{2r} = 1 + \frac{\sin^2 \frac{s}{2}}{6}$$

$$\frac{3h}{r} = \sin^2 \frac{s}{2}.$$

Wegen der Kleinheit des Winkels $\frac{s}{2}$ kann man für dessen Sinus den Bogen setzen, und findet schließlich

$$3hr = r^2 \operatorname{arc}^2 \frac{s}{2} = \left(\frac{e}{2}\right)^2$$

und

$$e = \sqrt{12rh}.$$

Nach Einführung des Wertes $\sqrt{2rh}$ aus Gleichung (3) daher

$$e = d\sqrt{6} = 2{,}45\, d.$$

Hat man es mit zwei Punkten mit den Höhen h_1 und h_2 zu thun, so ergibt sich

$$\left(\frac{e}{2}\right)^2 = 3r\frac{(h_1 + h_2)}{2}$$

$$e = \sqrt{3}\sqrt{d_1^2 + d_2^2}.$$

Entfernung und Abstand eines Punktes von einem Punkte des Meeresniveaus sind einander gleich, wenn sie den 2,45fachen Betrag der Aussichtsweite des ersteren Punktes erreicht haben, und alle direkt meßbaren Abstände zwischen Punkten der physischen Erdoberfläche sind kleiner als die Entfernungen derselben.

5. Gefällslinien.

Eine außerordentlich wichtige Rolle spielen die Gefällslinien zwischen zwei verschieden hoch gelegenen Punkten, d. h. jene Linien, welche sich vom höher gelegenen Punkte aus zum tiefer gelegenen stetig, wenn auch keineswegs immer gleichmäßig senken, dermaßen, daß sie dessen Niveau erst in ihm selbst erreichen, ohne an irgend einer Stelle vertikal oder horizontal zu verlaufen. Die Mannigfaltigkeit dieser Gefällslinien ist sehr groß, sie können stetig gekrümmte konvexe oder konkave oder gerade Linien sein, ferner gebrochene Linien, die stufenförmig verlaufen. Die Linie des gleichmäßigen Gefälls ist diejenige, welche auf gleiche Längeneinheiten ihres Verlaufes sich um gleiche Beträge senkt.

Den Verlauf dieser Gefällslinien pflegt man sich in der Regel dadurch zu veranschaulichen, daß man die Entfernungen der einzelnen Punkte der Linie als Abszissen und die zugehörigen Höhen als Ordinaten aufgetragen denkt. Das so erhaltene Bild vom Verlaufe der Gefällslinie ermöglicht, dank dem Umstande, daß die Höhenunterschiede auf der Erdoberfläche gegenüber dem Erddurchmesser verschwindend klein sind, ohne weiteres für jeden Teil der Linie den Winkel, den dieselbe mit dem Meeresniveau bildet, zu entnehmen, sowie die angenäherten Grenzwerte für die Länge l der Gefällslinie zu erkennen; dieselbe ist im Minimum gleich dem Abstande der zwischen beiden Punkten, deren Entfernung e und Höhenunterschied H sei, gezogenen Geraden; dann ist

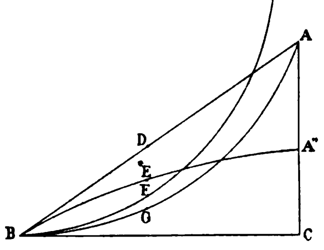
$$l \min = \sqrt{e^2 + H^2};$$

im Maximum wird die Länge der Gefällslinie bei stufen-

förmigem Verlaufe beinahe gleich der Summe von Entfernung und Höhenunterschied ihrer Endpunkte, und es ist

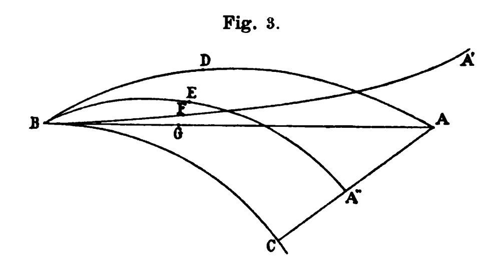
$$l \max = e + H.$$

Fig. 2.



Die Differenz der Quadrate der maximalen und minimalen Länge einer Gefällslinie kann daher bis höchstens auf das doppelte Produkt aus Entfernung und Höhenunterschied ihrer Endpunkte anwachsen.

Fig. 3.



Die übliche Konstruktion gibt aber kein richtiges Bild über die wahre Gestalt der Gefällslinie und läßt nicht entscheiden, ob dieselbe konkav, konvex oder geradlinig verläuft. Die in der Konstruktion Fig. 2 als Gerade erscheinende Gefällslinie, diejenige nämlich, welche auf gleiche Entfernungen um gleiche Beträge über das Meeresniveau ansteigt, ist in Wirklichkeit eine nach oben konvexe Spirale (ADB Fig. 3), und umgekehrt erscheinen

die wirklich geraden Gefällslinien (AGB Fig. 3) in der Konstruktion als nach unten konvexe Kurven (AGB Fig. 2). Alle in Wirklichkeit nach oben konkaven Kurven sind es in der Konstruktion auch (z. B. $A'FG$), aber nur gewisse in Wirklichkeit konvexe Kurven erscheinen auch als solche in der Konstruktion (z. B. $A''EB$).

Um die Konvexität und Konkavität von Gefällslinien zu erkennen, denke man sich einen außerhalb des Erdsphäroids gelegenen Punkt (A Fig. 3). Von demselben kann man nach allen zwischen B und C gelegenen Orten seines Gesichtsfeldes sowohl gerade Abstandslinien als auch konkave Gefällslinien gezogen denken. Ueber die Grenze des Gesichtsfeldes hinaus kann man jedoch nur nach oben konvexe Gefällslinien ziehen. Der Abstand d bezw. die aus Gleichung (3) sich ergebende Entfernung

$$e = \sqrt{2rh}$$

bezeichnet sohin die Grenze, bis zu welcher von irgend einem Punkte der Meereshöhe h gerade und konkave Gefällslinien gezogen werden können. Die längste über dem Meeresniveau befindliche, durchaus gerade Gefällslinie kann daher bei den gegenwärtigen Erhebungsverhältnissen nur rund 350 km messen und die längste durchaus konkave ist etwas kürzer.

In Wirklichkeit kann eine Gefällslinie teils konvex, teils konkav sein, und derartig doppelt gekrümmte Gefällslinien sind für beliebige Entfernungen möglich. Um nun zu entscheiden, ob eine gegebene Gefällslinie konvex oder konkav verläuft, muß man sich daran erinnern, daß die gerade Linie die Grenze zwischen Konvexität und Konkavität bezeichnet. Verfolgt man eine von irgend einem Punkte der Erdoberfläche ausgehende gerade Linie, welche mit der Horizontalebene des Punktes einen bestimmten Winkel (α) bildet, so bildet diese Gerade mit den Horizontalebenen aller übrigen Orte den Winkel α, vermehrt um die in Winkelmaß ausgedrückte Entfernung der betreffenden Orte vom Ausgangspunkte der Geraden. Jede Gefällslinie also, deren Winkel mit der Horizontalebene auf gleiche Entfernungen um gleiche Beträge, und

zwar auf 1,86 km um eine Bogenminute wachsen, ist eine Gerade. Geschieht dies Wachsen in rascherem Maße, so ist die Gefällslinie nach oben konkav, erfolgt es hingegen in langsamerem Tempo, so ist die Linie nach oben konvex. Eine Gefällslinie daher, welche allenthalben mit der Horizontalebene den gleichen Winkel bildet, ist in Wirklichkeit stets konvex.

Die im Vorstehenden besprochenen Aufgaben gehören zur allgemeinsten Ortsbestimmung und Orientierung, welche den eigentlichen Vorwurf der mathematischen Geographie bildet. Sie sind in einem eigenen Bande der Bibliothek geographischer Handbücher bereits eingehend erörtert worden [1]), weshalb sie mit Ausnahme der morphologisch wichtigen Linien zwischen zwei Punkten hier nur skizziert wurden.

Kapitel II.

Morphographie und Morphometrie.

1. Die Formen, ihre Teile und ihre Darstellung.

Die große Mannigfaltigkeit der Formen der Erdoberfläche wird von der Regel beherrscht, daß dieselben insgesamt von Gefällsflächen begrenzt sind, die man sich durch Bewegung von Gefällslinien erzeugt denken kann. Es wird die Oberfläche der Erde begrenzt von Abdachungen, die sich in mehr oder weniger scharfen ein- und ausspringenden Kanten schneiden. Ein jedes einzelne durch solche Kanten begrenzte Flächenstück bildet morphologisch eine Einheit und kann als obere Begrenzung eines Formelementes der Erdoberfläche bezeichnet werden. Es gibt Gebiete, in welchen ausschließlich ein Formelement auftritt, z. B. Ebenen und

---

[1]) S. Günther, Handbuch der mathematischen Geographie. Stuttgart 1890.

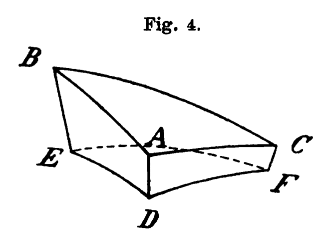
große Strecken des Meeresbodens. Häufig aber vergesellschaften sich mehrere Formelemente regelmäßig miteinander und bilden bestimmte Einzelformen. Drei gesetzmäßig miteinander verknüpfte Formelemente, die beiden Gehänge und die Sohle, sind z. B. bezeichnend für die Thäler. Die verschiedenen Einzelformen pflegen gesellig aufzutreten und bilden durch ihre häufige Wiederholung gewisse Landschaften, wie z. B. die Thäler die Thallandschaften, die Berge die Berggruppen. Die Landschaften selbst sind häufig wiederum nur die untergeordneten Bestandteile größerer Komplexe, welche sich durch die Uebereinstimmung ihrer Höhenlage auszeichnen und die Räume der Erdkruste bilden, die ihrerseits auch unmittelbar aus einzelnen Formelementen zusammengesetzt sein können. Formelemente, Einzelformen, Landschaften und Räume bilden die durch zahlreiche Uebergänge miteinander verknüpften Haupttypen des Formenschatzes der starren Erdkruste.

Ein jedes Formelement der Erdoberfläche wird begrenzt durch ein kantenumschlossenes Stück der physischen Erdoberfläche, nämlich seine Oberfläche (*O*), ferner durch eine Fläche, welche erzeugt gedacht werden kann durch die von den Grenzen der Oberfläche auf das Meeresniveau gefällten Lote, das ist die Profilfläche (*P*), endlich durch das normal unter (oder über) seiner Oberfläche befindliche Stück des Meeresspiegels, das ist die Grundfläche oder sein Areal (*G*). Oberfläche und Profilfläche schneiden sich in den Oberflächengrenzen (*L*), Profilfläche und Grundfläche in den Grundflächengrenzen oder im Umfang (*U*). Der von der Oberfläche, der Profil- und Grundfläche begrenzte Raum ist das Volumen (*V*) der Form.

Jedes Formelement der Erdoberfläche ist bekannt, von welchem die Grundflächen samt ihren Grenzen, sowie die Abstände aller Oberflächenpunkte von der Grundfläche, also die Meereshöhe aller Oberflächenpunkte, gegeben sind. Diese Größen sind durch die Landesvermessung direkt bestimmbar, und in der Regel werden sie auf Karten dadurch zur Darstellung gebracht, daß auf den-

selben die Grundfläche samt ihrer Grenze, also Areal und Umfang des Formelementes, verzeichnet wird, und durch irgend eine konventionelle Darstellungsweise der Abstand aller Oberflächenpunkte von der Grundfläche veranschaulicht wird. Ein derartiges Verfahren nennt man Gelände- oder Terraindarstellung.

Fig. 4.



In Fig. 4 ist die Fläche ABC die Oberfläche O
„ „ „ DEF die Grundfläche G
„ „ „ $ADBECF$ die Profilfläche P
„ „ Strecke $ABCA$ die Oberflächengrenze L
„ „ „ $DEFD$ d. Grundflächengrenze od. Umfang U
des Formelementes vom Volumen $V = ABCDEF$.

Alle Arten der Geländedarstellung gehen aus von der Eigenschaft der Erdoberfläche, daß dieselbe eindeutig auf den (als eben gedachten) Meeresspiegel projizierbar ist, und es wurde eine Fläche von dieser Eigenschaft geradezu topographische Fläche genannt [1]). Auf jeder solchen Fläche sind zwei Arten von Linien in unendlicher Zahl ziehbar, ohne daß sich die einzelnen derselben Art schneiden, kreuzen oder übereinanderfallen. Die einen Linien sind die Gefällslinien der Fläche, nämlich jene Linien, welche in der Richtung der steilsten Abdachung der Oberfläche verlaufen. Der Winkel, den dieselben mit der Horizontalebene bilden, ist der Gefälls- oder Böschungswinkel. Die zu diesem

---

[1]) S. Finsterwalder, Ueber den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer topographischen Fläche. Sitz.-Ber. k. bayer. Akad. d. Wissensch. 1890. XX. Heft 1. S. 35 (38).

Winkel gehörige Tangente ist die **Böschung** des von ihnen durchlaufenen **Flächenteilchens**. Die andern Linien sind die **Isohypsen**, welche die Punkte gleicher Meereshöhe miteinander verbinden und welche bei nicht allzugroßer Ausdehnung der topographischen Fläche als identisch mit den Niveaulinien gelten können. Gefälls- und Niveaulinien bezw. Isohypsen stehen ebenso naturgemäß senkrecht zu einander, wie Fallen und Streichen einer Schicht.

Die Gefällslinien liegen der Schraffenmethode der Geländedarstellung zu Grunde, welche J. G. Lehmann zuerst angewendet hat. Derselbe zieht für irgend ein Gebiet möglichst zahlreiche benachbarte Gefällslinien und macht dieselben um so stärker, je steiler sie ansteigen, so daß man für jedes Oberflächenteilchen der topographischen Fläche die Größe und Richtung des Gefälles direkt aus der Karte entnehmen, die Meereshöhe desselben aber nur annähernd schätzen kann. Letztere ist direkt aus den Isohypsenkarten zu erhalten, welche das Gelände durch Isohypsen von bestimmten Höhenabständen zur Darstellung bringen. Dieser Abstand dividiert durch die Entfernung zweier Nachbarisohypsen ergibt die zwischen ihnen auftretende Böschung, d. h. die Tangente des zwischen ihnen herrschenden Böschungswinkels, den man also ohne weiteres aus der Karte entnehmen kann. Da die Gefällslinien senkrecht zu den Isohypsen verlaufen, so sind alle die Isohypsen normal schneidenden Linien Gefällslinien, die sohin gleichfalls unmittelbar aus der Karte gefunden werden können. Die Höhenkurvendarstellung des Geländes ist daher eine viel umfassendere als die Darstellung in Schraffen, sie verdrängt in neuerer Zeit die letztere mehr und mehr.

Sie wurde nach Licka[1]) bereits 1729 in einer 1733 veröffentlichten Karte der Merwede dem Mündungsarme der Maas von N. S. Cruqius (Kruikius) zur Darstellung der Flußtiefen verwendet. 1735 zog Don Jorge Juan in einer Karte der

[1]) Zur Geschichte der Horizontallinien oder Isohypsen. Zeitschr. f. Vermessungswesen. IX. 1880. S. 37.

Bucht von Cadiz die Tiefenlinie von 20 pieds [1]. 1745 entwarf Buache [2]) eine Tiefenkarte mit Isobathen der Umgebung von Fernando Noronha, und 1752 eine solche des Kanals, aber erst in der zweiten Hälfte unseres Jahrhunderts bürgerten sich die Isohypsen zur Darstellung der Landoberfläche, nachdem die Methoden der Höhenmessung sich ausgebildet hatten, ein.

2. Mittlere Höhe und mittlere Böschung der Oberflächen.

Zur genauen Kenntnis der Maße eines Formenelementes der Erdoberfläche gehört die Kenntnis der Längen seiner Grund- und Oberflächengrenzen, der Flächeninhalte seiner Ober-, Grund- und Profilfläche, endlich die Kenntnis seines Volumens. Neben diesen sechs voneinander unabhängen Größen benutzt man zur Charakteristik vielfach Mittelwerte, welche durch Zusammenfassung der zu allen kleinsten Oberflächenteilchen gehörigen morphologischen Werte, wie z. B. der Meereshöhe, der Böschung, der Entfernung von irgend einem Punkte oder irgend einer Grenze gebildet werden und nicht selten Beziehungen zwischen den genannten sechs Grundmaßen darstellen. Bei der Bildung dieser Mittelwerte sind die einzelnen verwerteten Größen jeweils mit dem Anteile zu belasten, den das Gebiet, für welches sie gelten, am Gesamtgebiete nimmt, für das die Mittelbildung vollzogen werden soll. Der allgemeine Ausdruck für irgend einen morphologischen Mittelwert W ist daher

$$W = w_1 \frac{g_1}{G} + w_2 \frac{g_2}{G} + w_3 \frac{g_3}{G} + \ldots + w_n \frac{g_n}{G} \quad (1)$$

wenn $w_1, w_2, \ldots w_n$ die auf den Flächen oder Strecken $g_1, g_2, \ldots g_n$ herrschenden morphologischen Werte sind, deren Mittel für die Fläche oder Strecke G hergeleitet werden soll.

---

[1]) Plano i describcion de la bahia i ciudad de Cádiz con la Isla de Leon. Manuskript vom 30. IV. 1735 im Marine-Museum Madrid (No. 1224).

[2]) Essai de géographie physique etc. Mémoires de mathématique et de physique de l'Académie des Sciences. Paris 1752. p. 399.

Die ausschließliche Berechtigung dieser Formel kann man sich wie folgt veranschaulichen. Die Fläche oder Strecke G, für welche ein Mittelwert berechnet werden soll, denke man sich in (m) unendlich kleine, untereinander gleiche Teilchen von der Fläche g zerlegt. Für jedes Teilchen bestimme man den zur Mittelbildung nötigen morphologischen Wert (w_1, w_2, ... w_m). Das Mittel aus allen diesen Werten ist der gesuchte, also

$$W = \frac{w_1 + w_2 + w_3 + \ldots + w_m}{m}.$$

Multipliziert man Zähler und Nenner der rechten Seite mit g, so ergibt sich ($mg = G$)

$$W = \frac{gw_1 + gw_2 + gw_3 + \ldots + gw_m}{G}.$$

Nun finden sich auf irgend einer Fläche oder Strecke dieselben morphologischen Werte in der Regel öfters, und kommen mehreren kleinsten Teilchen g zu. Nennt man die Summe der kleinsten Teilchen, welchen w_1 zukommt, also die Fläche oder Strecke, auf welcher w_1 herrscht, g_1, und gewinnt analog für w_2 die Summe g_2 u. s. w., so erhält man aus der letzten Formel durch Zusammenziehung der Glieder mit gleichen w_1, w_2, ... w_n die obige Fundamentalformel (1) zur Berechnung morphologischer Mittelwerte, aus welcher man, falls zwischen den einzelnen morphologischen Werten ($w_1, w_2, \ldots w_n$) oder den Teilen ($g_1, g_2, \ldots g_n$), über welchen sie herrschen, bestimmte Beziehungen vorhanden sind, Vereinfachungen herleiten kann.

Für jedwelche Oberfläche gibt es zwei morphologisch wichtige Mittelwerte, nämlich die mittlere Höhe und die mittlere Böschung.

Die mittlere Höhe H einer Oberfläche über der Grundfläche (G) ist das Mittel aus den Meereshöhen aller ihrer kleinsten Teilchen, welches hergeleitet wird aus der allgemeinen Formel

$$H = h_1 \frac{g_1}{G} + h_2 \frac{g_2}{G} + \ldots + h_n \frac{g_n}{G} \qquad (2)$$

in welcher h_1, h_2, ... h_n die über den Flächen g_1, g_2, ... g_n herrschenden Meereshöhen sind.

a) Die vorstehende Formel kann nicht ohne weiteres zur Berechnung mittlerer Höhen stetig ansteigender Oberflächen verwendet werden, denn auf solchen hat man nicht

Flächenteilchen, sondern nur Linien gleicher Höhe. Aber man kann aus ihr Werte für die mittleren Höhen schiefer Ebenen von geometrisch regelmäßiger Begrenzung berechnen. Hat man ein Trapez, dessen eine Parallelseite die Länge l_1 und die Höhe h_1, dessen andere Parallelseite die Länge l_n und die Höhe h_n hat, so kann man sich dasselbe in n Streifen von der Breite $\frac{d}{n}$ und den Längen $l_1, l_2, \ldots l_n$, sowie den Höhen $h_1, h_2, \ldots h_n$ zerlegt denken. Sind diese Streifen unendlich schmal, so kann man ihr Areal gleich dem Produkte aus ihrer Länge und ihrer Breite, und das Areal eines beliebigen Streifens setzen

$$g_m = l_m \frac{d}{n}.$$

Darnach ergibt sich als mittlere Höhe des Trapezes

$$H = \frac{d}{nG}(h_1 l_1 + h_2 l_2 + \ldots + h_n l_n).$$

Die Größen $h_1, h_2, \ldots h_n$ sind aber ebenso wie $l_1, l_2, \ldots l_n$ abhängig von den Seitenlängen l_1 und l_n des Trapezes sowie vom Abstande ihres Streifens von den Seiten des Trapezes. Der Abstand des $m$ten Streifens mit der Länge l_m und der Höhe h_m von der Seite l_1 des Trapezes ist gleich $m \cdot \frac{d}{n}$, und es ergeben sich nach einer einfachen Betrachtung folgende Gleichungen:

$$h_m = h_1 + \frac{m \cdot \frac{d}{n}(h_n - h_1)}{d}, \quad l_m = l_1 - \frac{m \cdot \frac{d}{n}(l_1 - l_n)}{d},$$

daher

$$h_m l_m = h_1 l_1 + \frac{m}{n}[l_1 (h_n - h_1) - h_1 (l_1 - l_n)]$$
$$- \frac{m^2}{n^2}(h_n - h_1)(l_1 - l_n).$$

Durch Einfügen dieser und entsprechender Werte in die letzte Gleichung für H ergibt sich

$$H = \frac{d}{nG}\left\{n h_1 l_1 + [l_1(h_n - h_1) - h_1(l_1 - l_n)]\left(\frac{1+2+\ldots+n}{n}\right)\right.$$
$$\left. - (h_n - h_1)(l_1 - l_n)\left(\frac{1^2+2^2+\ldots+n^2}{n^2}\right)\right\}.$$

Addiert man die Reihen und berücksichtigt, daß, sobald die Streifen unendlich schmal werden, n eine unendlich große Zahl wird, daher Brüche mit n im Nenner gleich Null werden, so erhält man

$$H = \frac{d}{G}\left[h_1 l_1 + \frac{l_1(h_n - h_1) - h_1(l_1 - l_n)}{2} - \frac{(h_n - h_1)(l_1 - l_n)}{3}\right].$$

Da nun ferner

$$G = \frac{l_1 + l_n}{2} \cdot d$$

ist, so erhält man schließlich als mittlere Höhe eines durch die Strecken l_1 und l_n zweier Isohypsen in den Höhen h_1 und h_n begrenzten gleichmäßig ansteigenden Trapezes

$$H = \frac{h_1(2l_1 + l_n) + h_n(2l_n + l_1)}{3(l_1 + l_n)} \tag{3}$$

Für ein Rechteck vereinfacht sich diese Gleichung, da $l_1 = l_n$ ist und es ergibt sich

$$H = \frac{h_1 + h_n}{2} \tag{3b}$$

Für ein Dreieck, dessen Spitze in der Höhe h_1 liegt, für das also $l_1 = 0$ ist, findet sich

$$H = \frac{h_1 + 2h_n}{3} \tag{3c}$$

Für ein Dreieck, dessen Spitze in der Höhe h_n liegt, also $l_n = 0$ wird, ergibt sich

$$H = \frac{2h_1 + h_n}{3} \quad (3d)$$

Nun kann man sich jede Oberfläche aus einzelnen schiefen Ebenen von rechteckigem oder dreieckigem Grundrisse zusammengesetzt denken, die entwickelten Formeln (3) ermöglichen daher in Verbindung mit Formel (2) eine vollkommen exakte, aber sehr umständliche Bestimmung der mittleren Höhen beliebiger Oberflächen.

b) Die Linien gleicher Höhe, die Isohypsen einer Oberfläche begrenzen Areale, die als Höhenstufen bezeichnet werden. Diese Areale sind bestimmbar, und ihre mittleren Höhen liegen naturgemäß zwischen den Höhen der Grenzisohypsen. Sind $g_1, g_2 \ldots g_n$ die Areale von Höhenstufen, $H_1, H_2 \ldots H_n$ deren mittlere Höhen, so ist die mittlere Höhe der von ihnen zusammengesetzten Oberfläche

$$H = \frac{g_1}{G} H_1 + \frac{g_2}{G} H_2 + \ldots + \frac{g_n}{G} H_n \quad (4)$$

sind ferner $h_1, h_2, \ldots h_n$ und h_{n+1} die Höhen der Grenzisohypsen der Stufen, so gilt

$$h_1 < H_1 < h_2, \quad h_2 < H_2 < h_3, \quad \ldots, \quad h_n < H_n < h_{n+1}.$$

Die Areale der Höhenstufen können im allgemeinen als Trapeze betrachtet werden, gelegen zwischen je zwei Isohypsen; seien nun die zu den Höhen $h_1, h_2 \ldots h_{n+1}$ gehörigen Isohypsenlängen $\Lambda_1, \Lambda_2 \ldots \Lambda_{n+1}$, so kann man nach Formel (3) die mittleren Höhen $H_1, H_2, \ldots H_n$ der einzelnen Höhenstufen berechnen, und durch Einsetzung derselben in Formel (4) erhält man

$$H = \frac{g_1}{G}\left[\frac{h_1(2\Lambda_1 + \Lambda_2) + h_2(2\Lambda_2 + \Lambda_1)}{3(\Lambda_1 + \Lambda_2)}\right] + \\ + \frac{g_2}{G}\left[\frac{h_2(2\Lambda_2 + \Lambda_3) + h_3(2\Lambda_3 + \Lambda_2)}{3(\Lambda_2 + \Lambda_3)}\right] + \ldots \\ + \frac{g_n}{G}\left[\frac{h_n(2\Lambda_n + \Lambda_{n+1}) + h_{n+1}(2\Lambda_{n+1} + \Lambda_n)}{3(\Lambda_n + \Lambda_{n+1})}\right] \quad (4b)$$

Sobald nun die Längen benachbarter Grenzisohypsen nicht sehr verschieden sind, kann man annähernd setzen

$$H = \frac{g_1}{G}\left(\frac{h_1 + h_2}{2}\right) + \frac{g_2}{G}\left(\frac{h_2 + h_3}{2}\right) + \dots + \frac{g_n}{G}\left(\frac{h_n + h_{n+1}}{2}\right) \tag{5}$$

welche Formel voraussetzt, daß die mittlere Höhe einer Höhenstufe gleich dem Mittel aus den Höhen der Grenzisohypsen ist, was jedoch bei gleichmäßigem Anstiege niemals der Fall sein kann. Die Formel liefert daher für diesen Fall stets etwas zu große Werte.

Berücksichtigt man, daß

$$h_2 = h_1 + (h_2 - h_1), \quad h_3 = h_1 + (h_2 - h_1) + (h_3 - h_2),$$
$$h_{n+1} = h_1 + (h_2 - h_1) + \dots + (h_{n+1} - h_n)$$

ist, so ergibt die Auflösung obiger Gleichung

$$H = \frac{h_1(g_1 + g_2 + \dots + g_n) + (h_2 - h_1)\left(\frac{g_1}{2} + g_2 + g_3 + \dots + g_n\right)}{G}$$
$$\frac{+ (h_3 - h_2)\left(\frac{g_2}{2} + g_3 + g_n + \dots + g_n\right) + \dots + (h_{n+1} - h_n)\frac{g_n}{2}.}{G} \tag{6}$$

Nun ist

$g_1 + g_2 + g_3 + \dots + g_n = G$ dem Areale der Fläche (ganz über h_1 gelegen),
$g_2 + g_3 + \dots + g_n = G_2$ dem üb. h_2 gelegenen Areale,
$g_3 + \dots + g_n = G_3$ „ „ h_3 „ „
$g_n = G_n$ „ „ h_n „ „

Durch Einfügung dieser Werte in obige Gleichung ergibt sich

$$H = \frac{1}{G}\left[h_1 G + (h_2 - h_1)\left(\frac{G + G_2}{2}\right)\right.$$

$$\left. + (h_3 - h_2)\left(\frac{G_2 + G_3}{2}\right) + \ldots + (h_{n+1} - h_n)\frac{G_n}{2}\right] \quad (6\,b)$$

Ist der Abstand der Isohypsen gleich, so ist

$$h_2 - h_1 = h_3 - h_2 = \ldots = h_{n+1} - h_n = h,$$

und

$$H = h_1 + \frac{h}{G}\left(\frac{G}{2} + G_2 + G_3 + \ldots + G_n\right) \quad (6\,c)$$

Die mittlere Höhe kann ebenso wie andre Mittelwerte auch graphisch gewonnen werden. Man trägt auf der Abszissenachse eines rechtwinkligen Koordinatensystemes nacheinander die Areale der ausgemessenen Höhenstufen auf und errichtet in den Endpunkten der so erhaltenen Strecken als Ordinaten nacheinander die Grenzwerte der Höhenstufen. Verbindet man die Endpunkte der Ordinaten durch eine Kurve, welche als hypsographische bezeichnet werden kann, so ist das von derselben und den Koordinaten ihrer Grenzpunkte eingeschlossene Areal proportional dem Produkte aus der Grundfläche und ihrer mittleren Höhe; die Ordinate jedes Punktes der Kurve entspricht einer bestimmten Meereshöhe; die zwischen ihrem Fußpunkte und denen der Grenzordinaten gelegenen Strecken sind proportional den über oder unter jener Meereshöhe gelegenen Arealen der Fläche.

Man macht (Fig. 5)

$$\begin{array}{lcl} A_1 A_2 = g_1 & \text{ferner} & A_1 B_1 = h_1 \\ A_2 A_3 = g_2 & & A_2 B_2 = h_2 \\ \cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot & & \cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot \\ A_5 A_6 = g_5 & & A_5 B_5 = h_5 \\ & & A_6 B_6 = h_6, \end{array}$$

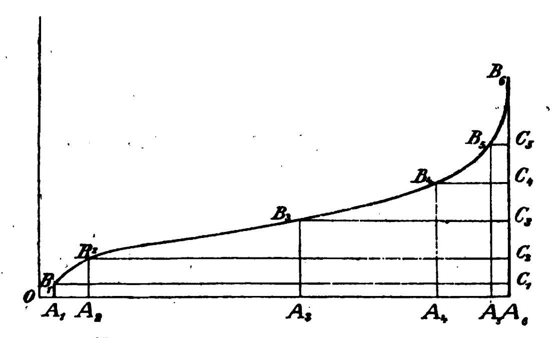
denkt man sich B_1, B_2 u. s. w. durch gerade Linien verbunden, so erhält man eine Reihe von Trapezen, $A_1 B_1 B_2 A_2$ u. s. w., welche insgesamt die Fläche $A_1 B_1 B_6 A_6$ zusammensetzen, und indem man die Areale der Trapeze durch die an ihrer Konstruktion verwerteten Größen darstellt, erhält man

$$A_1 B_1 B_6 A_6 = g_1 \left(\frac{h_1 + h_2}{2}\right) + g_2 \left(\frac{h_2 + h_3}{2}\right) + \ldots + g_5 \left(\frac{h_5 + h_6}{2}\right),$$

also nach Formel (5) das Produkt aus mittlerer Höhe und Grundfläche.

Fällt man von den Punkten B_1, B_2 u. s. w. auf die Grenzordinate $A_6 B_6$ die Lote $B_1 C_1$, $B_2 C_2$ u. s. w., so zerlegt man die Fläche $A_1 B_1 B_6 A_6$ in eine Anzahl von Trapezen $A_1 B_1 C_1 A_6$, $A_2 B_2 C_2 A_6$, die man wiederum aus den Größen h_1, h_2 u. s. w., g_1, g_2 u. s. w. berechnen kann.

Fig. 5.



Hypsographische Kurve der Trentagruppe.

Es ist nämlich

$$\begin{aligned} A_1 A_6 &= B_1 C_1 = g_1 + g_2 + g_3 + \ldots + g_n = G, & A_6 C_1 &= h_1 \\ A_2 A_6 &= B_2 C_2 = \quad g_2 + g_3 + \ldots + g_n = G_2, & C_1 C_2 &= h_2 - h_1 \\ A_3 A_6 &= B_3 C_3 = \quad\quad g_3 + \ldots + g_n = G_3, & C_2 C_3 &= h_3 - h_2 \end{aligned}$$

und es ist

$$A_1 B_1 B_6 A_6 = G h_1 + \frac{G + G_2}{2} (h_2 - h_1) + \frac{G_2 + G_3}{2} (h_3 - h_2) + \ldots + \frac{G_5}{2} (h_6 - h_5),$$

also nach Formel (6 b) das Produkt aus mittlerer Höhe und Grundfläche. Verbindet man nun die Punkte B_1, B_2 u. s. w. durch eine zwischen denselben möglichst stetig verlaufende Kurve, nämlich die hypsographische, so kann man das von dieser und ihren Grenzkoordinaten eingeschlossene Areal als den Ausdruck für das Produkt der aus der allgemeinen Gleichung (2) gewonnenen mittleren Höhe und der Grundfläche ansehen; indem man ihr Areal planimetrisch bestimmt und den erhaltenen Wert durch die Zahl der

Längeneinheiten von $A_1 A_6$ (= G) dividiert, erhält man die mittlere Höhe in den Längeneinheiten, in welchen die Isohypsen auf der Abszissenzachse aufgetragen worden sind.

Die hypsographische Kurve gewährt ein ungleich rascheres Verfahren zur Bestimmung des gesuchten Wertes als die bisweilen recht umständliche Berechnung mittels der Formeln. Dies gilt namentlich für alle jene Fälle, in welchen die zur Berechnung verwendbaren Höhenstufen nicht gleichen Vertikalabstand besitzen. Ueberdies gewährt die hypsographische Kurve einen sehr guten Einblick in den Aufbau einer Oberfläche, und gestattet mit einemmale die Areale zu überblicken, welche über und unter gewissen Höhen gelegen sind.

Die Konstruktion der hypsographischen Kurve beruht auf einer graphischen Interpolation von Werten, die nicht direkt durch Beobachtung gewonnen werden, aber innerhalb gewisser Grenzen gelegen sind. Sie geschieht unter der Voraussetzung eines gleichmäßigen, sich nicht plötzlich ändernden Anstieges der Oberfläche, welchem ein gleichmäßiger Anstieg der Kurve entspricht. Zwar fehlt es in der Natur keineswegs an jähen Anstiegen der Oberfläche, aber dieselben verschwinden in der Gesamtheit der Landschaft dermaßen, daß sich selbst für kleinere Gebiete mit stark ausgeprägtem Relief, wie z. B. für einzelne Gruppen der Kalkalpen, ungemein gleichmäßig verlaufende hypsographische Kurven ergeben, und die bei der Konstruktion ermittelten Zwischenpunkte sich fast genau mit den durch direkte Messungen bestimmten Lagen derselben decken [1]). Unter solchen Umständen gewährt die hypsographische Kurve auch ein Mittel, aus den Arealen, die über einer in einer bestimmten Maßeinheit ausgedrückten Höhe gelegen sind (z. B. englischen Fußen) zu folgern auf Areale, die über den in einer anderen Maßeinheit (z. B. Meter) ausgedrückten Höhen sich befinden.

Der Verlauf der hypsographischen Kurven ist ein

---

[1]) Joseph Führnkranz, Untersuchungen über die Genauigkeit der hypsographischen Kurve. Ber. d. XIV. Jahres d. Vereins d. Geographen. Wien 1888. S. 36.

sehr mannigfaltiger. Im allgemeinen weist er eine stetige Krümmung auf, der jedoch kleine Knickungen nicht fehlen. Solche finden sich in allen jenen Höhen, in welchen sich die Oberfläche zergliedert, und bis zu welchen einzelne Erhebungen der Fläche aufsteigen, also im Niveau aller Sättel und Gipfel eines Gebirges. Die Kurve ist in der Regel nach außen konkav, ist aber auch für manche Oberflächen nach außen konvex, für viele konkav-konvex. Aus diesem Verlaufe darf aber nicht auf einen analogen der Oberfläche gefolgert werden. Allen Pyramiden- und Kegeloberflächen entspricht eine nach außen konkave hypsographische Kurve, nämlich eine Parabel, und es ist für alle diese Flächen die mittlere Höhe genau gleich dem dritten Teile der größten Höhe. Es kann also ein konkaver Verlauf der Kurve einer vollkommen gleichmäßig ansteigenden Oberfläche entsprechen. Ist letztere nach außen konkav, wie z. B. bei den Neiloiden, so entspricht ihr eine stärker nach innen gekrümmte hypsographische Kurve. Verläuft die Kurve geradlinig, so stellt sie die Oberfläche eines aufrechtstehenden Paraboloids dar, deren mittlere Höhe gleich der halben größten Höhe ist. Man kann sohin aus dem Verhältnis der mittleren Höhe H zur größten relativen Höhe h_r einer Oberfläche Schlüsse auf deren Gestalt machen, falls sie sich von ihrem Umfange nach einem Punkt in ihrer Mitte hin senkt oder erhebt.

Ist $H = \frac{1}{2} h_r$, so handelt es sich um paraboloidähnliche
„ $H = \frac{1}{3} h_r$, „ „ „ „ „ pyramidenähnliche
„ $H < \frac{1}{3} h_r$, „ „ „ „ „ neiloidähnliche
Oberflächen.

b) Anstatt Höhenstufen auszumessen und aus deren supponierter mittlerer Höhe die mittlere Höhe der ganzen Oberfläche zu berechnen, empfiehlt es sich vielfach auch, die Oberfläche in n gleiche Areale zu zerlegen, deren Höhen direkt zu einem Mittel vereinigt werden können.

Da in diesem Falle $\frac{g_1}{G} = \frac{g_2}{G} = \ldots = \frac{g_n}{G} = \frac{1}{n}$ ist, so nimmt Formel (2) folgende Gestalt an:

$$H = \frac{h_1 + h_2 + \ldots + h_n}{n} \tag{7}$$

welche eine sehr bequeme Auswertung zuläßt.

Die Verwendbarkeit von Formel (7) ist eine sehr große. Sie kann nicht bloß dann mit Erfolg verwendet werden, wenn es sich um die Bestimmung der mittleren Höhe' ziemlich ebener Oberflächen handelt, wie z. B. des Meeresbodens, von Binnenebenen u. s. w., sondern auch für ziemlich unebene Oberflächen, wie die des Landes, da erfahrungsgemäß die mittlere Höhe ziemlich unebener Landoberflächen von geringer Ausdehnung, nämlich rund 100 qkm Areal, durch das Mittel aus der Meereshöhe des höchsten und tiefsten Punktes gebildet wird. Für Gebiete, von welchen nur einzelne Höhenpunkte bekannt sind, bietet das in Rede stehende Verfahren die beste Methode zur Schätzung der mittleren Höhen.

Als **mittlere Böschung** einer Oberfläche bezeichnet man das Mittel aus den Böschungen aller ihrer einzelnen Teile. Man erhält dieselbe aus der Formel

$$B = \frac{\beta_1 g_1}{G} + \frac{\beta_2 g_2}{G} + \ldots + \frac{\beta_n g_n}{G} \tag{8}$$

wenn $\beta_1, \beta_2, \ldots \beta_n$ die Böschungen über den Grundflächenstücken $g_1, g_2, \ldots g_n$ sind. Um B zu berechnen, hat man den Anstieg der Oberfläche zwischen je zwei Isohypsen als vollkommen gleichmäßig zu betrachten. Faßt man ein zwischen zwei Isohypsen gelegenes Stück der Oberfläche ins Auge, welches auf seiner ganzen Erstreckung die gleiche Böschung β_m besitzt, so ist

$$\beta_m = \frac{h}{d_m},$$

wenn h der Vertikal-, d_m der Horizontalabstand beider Isohypsen ist. Sind ferner l_m und λ_m die Abschnitte der Isohypsen, welche das Flächenstück begrenzen, so ist dessen Areal

$$g_m = \frac{\lambda_m + l_m}{2} \cdot d_m,$$

daher durch Multiplikation der beiden letzten Gleichungen

$$\beta_m g_m = \frac{\lambda_m + l_m}{2} \cdot h,$$

darnach ergibt sich der mittlere Böschungswinkel des gesamten zwischen zwei Isohypsen gelegenen Areales G_1 zu

$$B_1 = \frac{h}{G_1}\left(\frac{\lambda_1 + l_1}{2} + \frac{\lambda_2 + l_2}{2} + \ldots + \frac{\lambda_n + l_n}{2}\right).$$

Nun ist offenbar die Länge der einen Grenzisohypse

$$\Lambda_1 = \lambda_1 + \lambda_2 + \ldots + \lambda_n,$$

ebenso die der anderen

$$\Lambda_2 = l_1 + l_2 + \ldots + l_n,$$

daher

$$B_1 = \frac{h}{G_1} \cdot \frac{\Lambda_1 + \Lambda_2}{2} \tag{9}$$

Es ist die zwischen zwei Isohypsen herrschende mittlere Böschung gleich dem Produkte aus dem arithmetischen Mittel ihrer Längen und ihrem Vertikalabstande, dividiert durch das Areal der Höhenstufe. Setzt man die nach Gleichung (9) berechneten Werte für die mittleren Böschungen der einzelnen Höhenstufen in Gleichung (8) ein, so erhält man

$$B = \frac{h}{G}\left(\frac{\Lambda_1}{2} + \frac{\Lambda_1 + \Lambda_2}{2} + \ldots + \frac{\Lambda_{n-1} + \Lambda_n}{2} + \frac{\Lambda_n}{2}\right)$$

$$= \frac{h}{G}(\Lambda_1 + \Lambda_2 + \ldots + \Lambda_{n-1} + \Lambda_n) \tag{10}$$

Nach dieser gleichzeitig von S. Finsterwalder[1])

[1]) Ueber den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer topographischen Fläche. Sitzungsber. k. bayer. Akad. d. Wissensch. XX. 1890.

und Karl Peucker [1]) abgeleiteten Formel ist die mittlere Böschung einer Oberfläche gleich der Summe der Längen der in der Aequidistanz h gezogenen Isohypsen, multipliziert mit jener Aequidistanz, dividiert durch das Areal der Fläche. Hiernach kann man durch Ausmessung der einzelnen Isohypsen einer Oberfläche deren mittlere Böschung gewinnen. Vorausgesetzt ist dabei, daß die Oberfläche zwischen zwei Isohypsen gleichmäßig ansteigt, eine Annahme, welche streng genommen nur dann gilt, wenn der Vertikalabstand der Isohypsen ein sehr kleiner ist. Je zahlreichere Isohypsen der Ausmessung zu Grunde gelegt werden, desto genauer wird das Ergebnis sein.

Nach dem Vorschlage von Finsterwalder kann man das Produkt $h(\lambda_1 + \lambda_2 + \ldots + \lambda_n)$ auf konstruktivem Wege ermitteln, indem man die Höhen der Isohypsen als Abszissen, die zugehörigen Längen als Ordinaten in einem rechtwinkligen Koordinatensysteme aufträgt. Durch Verbindung der Fixpunkte erhält man analog der hypsographischen die klinographische Kurve; das von derselben und den Koordinaten eingeschlossene Areal ist dem genannten Produkte proportional. Ist der Verlauf der hypsographischen Kurve der einer Gefällslinie, weil die über den Isohypsen gelegenen Flächen mit der Höhe kleiner werden, so kann die klinographische Kurve auf- und absteigen; denn es kann sehr wohl vorkommen, daß höher gelegene Isohypsen vermöge reichlicherer Entwicklung weit länger sind, als tiefer gelegene. In diesem Falle liefert obige Formel (10) unrichtige Werte, weil dann die Gefällslinien nicht geradlinig, sondern stark gebogen zwischen zwei Isohypsen verlaufen, ja selbst unter Winkeln zusammenstoßen, wie z. B. in Schluchten. Finsterwalder zeigte, daß die klinographische Kurve im Niveau von Sattel- und Gipfelpunkten Knickungen aufweist, und machte auf die analogen der hypsographischen Kurve aufmerksam.

Formel (10) ist unter der stillschweigenden Voraussetzung entwickelt worden, daß die Krümmung der Erdoberfläche vernachlässigt werden kann. Zieht man dieselbe in Betracht, so hat man in Formel (10) anstatt der Grundfläche das Areal für die mittlere Höhe H der Fläche einzusetzen, da die Böschungen der einzelnen Flächenteilchen auf ihr mittleres Niveau bezogen werden; überdies aber muß man die Längen der Isohypsen auf die mittlere Höhe H reduzieren und erhält dann (r = Erdradius):

---

[1]) Der mittlere Neigungswinkel des Bodens. Mitteilg. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins 1890. S. 10. Beiträge zur orometrischen Methodenlehre. Diss. Breslau 1890. S. 45.

$$B_1 = \frac{h}{G_1\left(1+\frac{2H_1}{r}\right)} \cdot \frac{\Lambda_1+\Lambda_2}{2}\left(1+\frac{H_1}{2r}\right) = \frac{h\,(\Lambda_1+\Lambda_2)}{G_1\left(1+\frac{H_1}{r}\right)} \qquad (9\,\mathrm{b})$$

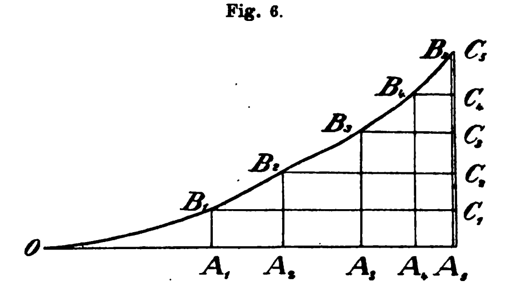
und es kann ohne merklichen Fehler gesetzt werden

$$B = \frac{h}{G\left(1+\frac{H}{r}\right)}(\Lambda_1+\Lambda_2+\ldots+\Lambda_n) \qquad (10\,\mathrm{b})$$

Da H im Maximum gleich 8,8 km ist, so fällt B im Maximum um 0,0014 zu groß oder zu klein aus, was einem Winkel von höchstens 4′ entspricht.

Die klinographische Kurve dient lediglich zur Erleichterung der Berechnung der mittleren Böschung. Will

Fig. 6.



man sich letztere selbst graphisch darstellen, so erhält man nach Gleichung (9) die mittlere Böschung zwischen zwei Isohypsen, indem man das Produkt aus ihrem Vertikalabstand und dem Mittel ihrer Längen, also $h_1\frac{\Lambda_1+\Lambda_2}{2}$ als Höhe und das Areal der Höhenstufe als Basis eines rechtwinkligen Dreiecks aufträgt. Die Hypotenuse zeigt in Bezug auf die Grundlinie das gesuchte Gefälle. Indem man diese Konstruktion für alle Höhenstufen durchführt, und es dabei so einrichtet, dass die erhaltenen Hypotenusen unmittelbar aneinander stoßen, erhält man eine mehrfach gebrochene Linie, die man durch eine stetig gekrümmte ersetzen kann. Dies ist die hypso-

klinographische Kurve Finsterwalders[1]), welche das mittlere Gefälle der Oberfläche darstellt, sowie das mittlere Gefälle derselben zwischen beliebigen Höhen zu entnehmen gestattet.

Um die Kurve zu konstruieren, macht man (Fig. 6)

$$\begin{aligned}
O A_1 &= g_1 & A_1 B_1 &= h \Lambda_1 \\
O A_2 &= g_1 + g_2 & A_2 B_2 &= h(\Lambda_1 + \Lambda_2) \\
O A_3 &= g_1 + g_2 + g_3 & A_3 B_3 &= h(\Lambda_1 + \Lambda_2 + \Lambda_3) \\
O A_5 &= g_1 + g_2 + g_3 + \ldots + g_5 & A_5 B_5 &= h(\Lambda_1 + \Lambda_2 + \ldots + \Lambda_5).
\end{aligned}$$

Die gesuchte Kurve ist die zwischen O, B_1, B_2, ... B_5 möglichst stetig gezogene.

Als das Mittel von Böschungen, also von Tangenten der Böschungswinkel, stellt die mittlere Böschung selbst die Tangente eines Winkels dar, welcher als Winkel der mittleren Böschung bezeichnet werden kann, und als solcher nicht identisch mit dem mittleren Böschungswinkel ist; dieser ist das Mittel von Winkeln, jener ist der Winkel, welcher zum Mittel der Tangenten derselben Winkel gehört. Man erhält ersteren analog der mittleren Böschung aus der Formel

$$A = \frac{g_1 \alpha_1}{G} + \frac{g_2 \alpha_2}{G} + \ldots + \frac{g_n \alpha_n}{G} \tag{11}$$

Sind nun $g_1, g_2, \ldots g_n$ derart gewählt, daß

$$\alpha_1 = 2\alpha_2 = 3\alpha_3 = \ldots = n\,\alpha_n$$

so ist

$$\operatorname{tg} \alpha_1 > 2 \operatorname{tg} \alpha_2 > \ldots > \operatorname{tg} n\,\alpha_n$$

daher auch

$$B > \operatorname{tg} A.$$

Es ist die mittlere Böschung stets größer als die Tangente des mittleren Böschungswinkels; jedoch ist, wie Finsterwalder zeigte, die Differenz im allgemeinen so unerheblich, daß beide für praktische Zwecke miteinander identifiziert werden können.

Unmittelbar kann man den mittleren Böschungswinkel aus einer Schraffenkarte bestimmen, indem man die gleich stark schraffierten, also gleich stark geneigten Gebiete planimetrisch ausmißt und so die in Formel (11) gebrauchten Werte herleitet.

[1]) In einem Briefe an den Verf.

3. Entwickelung und Areal der Oberflächen.

Bezeichnet man als Entwickelung einer Fläche oder Linie die Zahl, welche angibt, um wie vielmal größer beide in Wirklichkeit sind als sie im Minimum sein könnten, so hat als Oberflächenentwickelung einer Form das Verhältnis von deren Oberfläche zur Minimalfläche zu gelten, welche sie bei ihren Höhenverhältnissen auf der Erdkruste einnehmen könnte. Als jene Minimalfläche kann die zur mittleren Höhenlage gehörige Niveaufläche angesehen werden, die Horizontalebene.

Um zu erfahren, wie groß die Minimaloberfläche einer Form ist, denkt man sich dieselbe in einzelne Flächen gleicher Meereshöhe zerlegt. Jedes solche horizontale Flächenstück q von der Seehöhe h verhält sich zu seiner Grundfläche (g) wie die Oberfläche der Kugel, auf welcher es gelegen ist, zur Oberfläche der Erdkugel. Es gilt für jedes einzelne die Proportion

$$\frac{q_1}{g_1} = \frac{4(r+h_1)^2\pi}{4r^2\pi} = 1 + \frac{2h_1}{r} + \frac{h_1^2}{r^2}.$$

Da nun $\left(\frac{h}{r}\right)^2$ bei den herrschenden Höhenverhältnissen stets ein sehr kleiner, zu vernachlässigender Bruch ist, so ergibt sich

$$q_1 = g_1\left(1 + \frac{2h_1}{r}\right)$$

und demnach

$$\frac{Q}{G} = \frac{q_1 + q_2 + \ldots + q_n}{G} = 1 + \frac{2}{r}\left(\frac{h_1 g_1}{G} + \frac{h_2 g_2}{G} + \right.$$
$$\left. + \ldots + \frac{h_n g_n}{G}\right)$$

und nach Einführung des Wertes der mittleren Höhe H aus Gleichung (3)

$$Q = G\left(1 + \frac{2H}{r}\right) \qquad (12)$$

Das Minimum irgend einer Oberfläche ist um den doppelten Quotienten aus ihrer mittleren Höhe dividiert durch den Erdradius größer (bei Tiefen kleiner) als die Grundfläche, d. h. es ist jenem Areale gleich, welches die Form bei ebener Oberfläche im Niveau ihrer mittleren Höhe haben würde.

Da alle Arealangaben von Stücken der Erdoberfläche sich auf den Flächeninhalt ihrer Grundflächen beziehen, so ist es möglich, ohne weiteres die Minimaloberflächen aus den mittleren Höhen zu berechnen. Sind letztere gleich dem Erdradius in Kilometern angegeben, so ist

$$\frac{2H}{r} = \frac{2H\pi}{r\pi} = \frac{H\pi}{10\,000}.$$

Man entnimmt daraus, daß erst für Oberflächen von über 3183 m mittlerer Höhe das Minimalareal um 1‰ größer als die Grundfläche ist, daß die großen Flächen des Meeresgrundes von über 6366 m mittlerer Tiefe um 2‰ kleiner sind, als sie auf ihrer Darstellung im Meeresniveau erscheinen, daß endlich keinenfalls die Minimaloberfläche eines Areals um 3‰ größer (oder bei Tiefen kleiner) als die Grundfläche sein kann. Sobald also diese nicht bis auf Tausendstel ihrer Größe bekannt ist, kann man sie ohne merklichen Fehler für die Minimaloberfläche der Form in Rechnung setzen.

Die Oberfläche einer Form kann man sich zusammengesetzt denken aus einzelnen Flächen (o_1, o_2, ... o_n), denen jeweils ein bestimmter Böschungswinkel (α_1, α_2, ... α_n) und die mittlere Höhe (H_1, H_2, ... H_n) zukommt. Die Oberfläche eines jeden solchen Teilchens ergibt sich aus der Gleichung

$$o_1 = q_1 \sec \alpha_1,$$

wenn

$$q_1 = g_1 \left(1 + \frac{2H_1}{r}\right)$$

ist. Die Oberflächenentwickelung eines jeden solchen Teiles ist daher

$$\omega_1 = \frac{o_1}{q_1} = \sec \alpha_1 \tag{13}$$

Die Oberflächenentwickelung eines jeden mit gleichmäßiger Böschung ansteigenden Oberflächenteilchens ist daher gleich der Sekante seines Böschungswinkels, und es ergibt sich als Ausdruck für die mittlere Oberflächenentwickelung einer aus verschiedenen Böschungen zusammengesetzten Oberfläche

$$\Omega = \frac{g_1}{G} \sec \alpha_1 + \frac{g_2}{G} \sec \alpha_2 + \ldots + \frac{g_n}{G} \sec \alpha_n \quad (13\,\mathrm{b})$$

Die Größe der Oberfläche selbst aber ergibt sich durch Summation aller ihrer einzelnen Teilchen ($o_1, o_2, \ldots o_n$) zu

$$O = g_1\left(1 + \frac{2H_1}{r}\right) \sec \alpha_1 + g_2\left(1 + \frac{2H_2}{r}\right) \sec \alpha_2 + \ldots + g_n\left(1 + \frac{2H_n}{r}\right) \sec \alpha_n \quad (14)$$

wofür in Anbetracht des immer sehr kleinen Bruches $\frac{2H_1}{r}$ mit hinreichender Genauigkeit gesetzt werden kann

$$O = \left(1 + \frac{2H}{r}\right)(g_1 \sec \alpha_1 + g_2 \sec \alpha_2 + \ldots + g_n \sec \alpha_n) = G\Omega\left(1 + \frac{2H}{r}\right) \quad (14\,\mathrm{b})$$

Es ist die Oberfläche einer Form gleich dem Produkte aus ihrer Minimalfläche und ihrer mittleren Oberflächenentwickelung, d. h. nur um höchstens 2,8 ‰ größer oder kleiner als das Produkt aus Grundfläche und mittlerer Oberflächenentwickelung.

Die Berechnung der mittleren Oberflächenentwickelung geschieht analog der Berechnung der mittleren Höhe dadurch, daß man eine Oberfläche in Gebiete gleichen Böschungswinkels teilt, welche man ausmißt. Auf Schraffenkarten hat man daher den Flächeninhalt gleich stark schraffierter Gebiete, auf Isohypsenkarten die Flächen gleichen Horizontalabstandes der Isohypsen zu bestimmen. Jeder Flächeninhalt ist mit dem Cosinus des ihm zu-

kommenden Böschungswinkels, welcher aus der Karte entnommen werden kann, zu dividieren, die Summe ist das Areal der gesuchten Oberfläche. Nach diesem Verfahren gingen Brüch [1]) und Kurowski [2]) vor.

Weniger verläßlich, aber rascher durchführbar ist folgendes Verfahren, welches von J. Beneš [3]) angewendet wurde. Man entwirft ein Netz sich rechtwinklig kreuzender Profile durch die Oberfläche, und bestimmt, sei es durch direkte Messung, sei es durch die Auszählung der Schnittpunkte der Profile mit den Isohypsen, nach Formel (21 b) die Höhenentwickelung jedes Profils, zieht das Mittel derselben für jede Profilrichtung; das Produkt aus beiden Mitteln ist die Oberflächenentwickelung. Je mehr Profile man verwertet, desto genauere Ergebnisse sind erhaltbar. Finsterwalder [4]) hat die Zulässigkeit dieses Verfahrens für Gebiete von unter 20° Böschungswinkel erwiesen. Man denkt sich die Oberflächen also gleichsam ausgeglättet und verfährt ebenso wie Ashburner [5]) bei der Berechnung der ursprünglichen Ausdehnung stark dislozierter Kohlenfelder.

Der Winkel zur mittleren Oberflächenentwickelung gleicht ebensowenig wie der Winkel zur mittleren Böschung dem mittleren Böschungswinkel; er weicht von demselben noch erheblicher ab, als jener. Bei ziemlich gleichmäßig ansteigenden Oberflächen jedoch, deren Böschungswinkel nur um Beträge von 6° schwanken, oder bei sanft geneigten Oberflächen, in welchen keine steileren Böschungen als 10° vorkommen, stimmen die Winkel der mittleren Oberflächenentwickelung und der mittleren

---

[1]) Projekt einer neuen Berechnungsart der Flächeninhalte zum Zwecke der Grundbesteuerung. Wien 1887. Vergleich der aus den Vermessungen hervorgehenden Flächenräume mit jenen, die in der Natur wirklich vorhanden sind. Mitteil. d. k. u. k. militär-geogr. Instituts. Wien 1887. VII. S. 229.

[2]) Das reduzierte und wahre Areal der Oetzthaler Gletscher. Ber. d. XIV. Vereinsjahres d. Ver. d. Geographen. Wien 1888. S. 25.

[3]) Die wahre Oberfläche des Böhmerwaldes im Vergleiche zu ihrer Projektion. Ebenda. S. 50. Hier ist die ursprüngliche Fassung dieses Absatzes veröffentlicht.

[4]) Ueber den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer topographischen Fläche. Sitz.-Ber. math.-phys. Kl. der k. bayer. Akad. d. Wissensch, 1890. XX. S. 35, 75.

[5]) Estimation of the contents of the Anthracite beds. New Method adopted by the Geological Survey of Pennsylvania. Sec. Geolog. Survey of Pennsylvania, vol. A. A. 1883. p. 107.

Böschung ziemlich überein, so daß für diese Fälle die bequeme Methode zur Berechnung der mittleren Böschung auch das Argument zur Oberflächentwickelung liefert. Aber auch in Fällen, in welchen die Oberfläche steil ansteigt, kann man nach Finsterwalder aus der mittleren Böschung auf die mittlere Oberflächenentwickelung schließen. Man bestimmt gesondert aus den mittleren Böschungen für die Flächen

G_1 mit 0—10° Oberflächenneigung den mittleren Böschungswinkel A_1,
G_2 mit 10—25° Oberflächenneigung den mittleren Böschungswinkel A_2,
G_3 mit 25—45° Oberflächenneigung den mittleren Böschungswinkel A_3,

und setzt dann

$$\Omega = 1{,}0013 \frac{G_1}{G} \sec A_1 + 1{,}0028 \frac{G_2}{G} \sec A_2 + \\ + 1{,}0053 \frac{G_3}{G} \sec A_3 \tag{15}$$

Will man die Arealszunahme (x) der Oberfläche gegenüber der Grundfläche bestimmen, so setzt man

$$x = O - G = O\,(1 - \cos A) = 2\,O \sin^2 \frac{A}{2} \\ = G\left(\frac{1 - \cos A}{\cos A}\right) = G \operatorname{tg} \frac{A}{2} \operatorname{tg} A,$$

wenn A der Winkel der mittleren Oberflächentwickelung ist. Kann man für denselben die mittlere Böschung setzen, so erhält man annähernd

$$x = \frac{G B^2}{2} \tag{15b}$$

Folgende Tabelle enthält die Beziehungen zwischen der Arealszunahme (x) der Oberfläche gegenüber der Grundfläche, ihre mittlere Böschung (B), und den mittleren Böschungswinkel.

Zunahme	Gefälle	Böschungswinkel
1 ‰	45 ‰	2° 34′
2	64	3 37
3	78	4 26
4	90	5 7
5	100	5 43
10	142	8 4
20	201	11 22
30	247	13 52
40	286	15 57
50	320	17 45
100	458	24 37
200	663	33 33
300	831	39 43
400	980	44 25
500	1118	48 11

4. Mittlere Höhe, mittleres Gefälle und Höhenentwickelung der Oberflächengrenzen. Areal des Grenzprofils.

Wie die Grundfläche einer Form allen Arealangaben zu Grunde gelegt wird, so gelten die Grundflächengrenzen kurzhin als die Grenzen eines Stückes Landoberfläche. Zwischen den Grund- und Oberflächengrenzen existieren ähnliche Beziehungen wie zwischen Grund- und Oberfläche der Form. Die mittlere Höhe einer Oberflächengrenze ist das Mittel aus den Meereshöhen aller ihrer Punkte, und damit zugleich ihr mittlerer Abstand von der Grundgrenze. Ihre mittlere Böschung oder ihr mittleres Gefälle ist das Mittel aus den Böschungen aller ihrer kleinsten Stücke. Ihre Höhenentwickelung endlich ist die Zahl, welche angibt, um wie viel die Grenze länger ist, als sie im Minimum bei ihrer Höhenlage sein könnte.

Sind von einer Oberflächengrenze, wie gewöhnlich der Fall, nur die Höhen h_1, h_2, ... h_{n+1} einzelner in den Abständen d_1, d_2, ... d_n gelegener Punkte bekannt, so muß man annehmen, daß zwischen je zwei solchen Punkten die Grenze mit gleichmäßiger Steigung verläuft, dermaßen, daß ihre mittlere Höhe in den betreffenden Abständen gleich dem Mittel aus den Höhen der Grenzpunkte ist. Indem man alle so erhaltenen

mittleren Höhen entsprechend ihrem Anteile an der Gesamterstreckung (D) der Grenze belastet, erhält man

$$H = \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{d_1}{D} + \frac{h_2 + h_3}{2} \cdot \frac{d_2}{D} + \ldots + \frac{h_n + h_{n+1}}{2} \cdot \frac{d_n}{D}$$

oder

$$H = \frac{1}{2D} [h_1 d_1 + h_2 (d_1 + d_2) + h_3 (d_2 + d_3) + \ldots + h_n (d_{n-1} + d_n) + h_{n+1} d_n] \qquad (16)$$

Ist der Verlauf der Oberflächengrenze durch Isohypsen festgelegt, sodaß man auf ihr die Höhenlage beliebiger in gleichen Abständen ($d = d_1 = d_2 = d_n$) gelegener Punkte bestimmen kann, dermaßen, daß $D = nd$ wird, so ergibt sich

$$H = \frac{1}{n} \left(\frac{h_1}{2} + h_2 + h_3 + \ldots + h_n + \frac{h_{n+1}}{2} \right) \qquad (17)$$

wobei $h_1, h_2, \ldots h_{n+1}$ die aus der Karte entnommenen Meereshöhen gleich weit entfernter Punkte sind.

Auch die Entfernungen der Schnittpunkte von Grenze und Isohypsen lassen eine bequeme Auswertung der mittleren Grenzhöhe zu. Dieselbe ergibt sich wie folgt:

Da h_1 die Höhe der höchsten unter der Grenze verlaufenden Isohypse ist, so ist bei einem Vertikalabstande h der Isohypsen

$$h_2 = h_1 + h, \quad h_3 = h_1 + 2h; \quad h_n = h_1 + (n-1)h, \quad h_{n+1} = h_1 + nh.$$

Nach Einsetzung dieser Werte in Gleichung (16) ergibt sich bei deren Auflösung

$$H = \frac{h_1}{D}(d_1 + d_2 + \ldots + d_n) + \frac{h}{2D}\left(d_1 + 3d_2 + 5d_3 + \ldots + (2n-3)d_{n-1} + (2n-1)d_n\right).$$

Nun ist

$d_1 + d_2 + d_3 + \ldots + d_n = D_1 = D$ die Länge der Linie, welche ganz über h_1 gelegen ist.

Setzt man ferner

$d_2 + d_3 + \ldots + d_n = D_2$ der über h_2 gelegenen Strecke,
$d_3 + \ldots + d_n = D_3$ " " h_3 " "
$d_n = D_n$ " " h_n " "

so ist $d_1 + 2d_2 + 3d_3 + \ldots + nd_n = D + D_2 + D_3 + \ldots + D_n$

daher

$$d_1 + 3\,d_2 + 5\,d_3 + \ldots + 2\,(n-1)\,d_n = 2\,(D + D_2 + \ldots + D_n) - D$$

und es ergibt sich analog Formel (6c)

$$H = h_1 + \frac{h}{D}\left(\frac{D}{2} + D_2 + D_3 + \ldots + D_n\right) \qquad (17\text{b})$$

Ebenso wie man die mittlere Höhe einer Oberfläche graphisch mittels der hypsographischen Kurve herleiten kann, kann man auch die mittlere Höhe einer Grenze graphisch ausmitteln, indem man die Abstände ihrer einzelnen Höhenpunkte nacheinander auf einer Abszissenachse aufträgt und die Ordinaten entsprechend den zugehörenden Höhen macht. Verbindet man die erhaltenen Punkte durch eine Kurve, so ist die von dieser, den Grenzordinaten und der Abszissenachse eingenommene Fläche proportional dem Produkte aus der Länge und der mittleren Höhe der Grenze.

Das mittlere Gefälle oder die mittlere Böschung einer Grenze wird durch die allgemeine Formel

$$\Gamma = \gamma_1 \frac{d_1}{D} + \gamma_2 \frac{d_2}{D} + \ldots + \gamma_n \frac{d_n}{D} \qquad (18)$$

ausgedrückt, in welcher $d_1, d_2, \ldots d_n$ die im Meeresniveau gemessenen Strecken sind, welche jeweils das gleiche Gefälle $\gamma_1, \gamma_2, \ldots \gamma_n$ besitzen.

Auf einem beliebigen solchen Stücke d, wo das gleiche Gefälle γ herrscht, bildet die Grenze mit der Horizontalebene aller Orte, durch welche sie geht, einen Winkel, dessen Tangente gleich γ ist, und steigt um den Betrag h an. Zerlegt man nun d in n sehr kleine Strecken δ, so sind vermöge der Krümmung der Erdoberfläche die in den einzelnen Horizontalebenen, welche die Grenze schneidet, über den verschiedenen δ gelegenen Strecken etwas größer als δ, und zwar um ebenso viel, wie die Erdumfänge ihres Niveaus größer sind, als der im Meeresspiegel, und es ist

$$\delta_1 = \delta\left(1 + \frac{h_1}{r}\right), \quad \delta_2 = \delta\left(1 + \frac{h_2}{r}\right) \text{ u. s. w.,}$$

wenn $h_1, h_2, \ldots h_n$ die zu den einzelnen Punkten der Strecke gehörigen Meereshöhen sind. Nun ist

$$h = \delta_1 \gamma + \delta_2 \gamma + \ldots + \delta_n \gamma = \gamma \delta \left(n + \frac{h_1 + h_2 + \ldots + h_n}{r}\right).$$

Führt man in diese Formel die mittlere Höhe H der Strecke d ein und berücksichtigt, daß $n\delta = d$ ist, so ergibt sich

$$h = d\gamma \left(1 + \frac{H}{r}\right) \tag{19}$$

Da nun $d\left(1 + \frac{H}{r}\right)$ die Länge der Strecke ist, welche sie in ihrem mittleren Niveau besitzt, so ergibt sich hieraus, daß der Anstieg irgend einer gleichmäßig ansteigenden Linie oder einer Linie gleichmäßigen Gefälles gleich dem Produkte aus ihrem Gefälle und ihrer Länge in ihrer mittleren Höhe ist. Setzt man die aus Gleichung (19) sich ergebenden Werte für $d\gamma$ in die Gleichung (18) ein, so erhält man

$$\Gamma = \frac{h_1 - h_2}{D\left(1 + \frac{h_1 + h_2}{2r}\right)} + \frac{h_2 - h_3}{D\left(1 + \frac{h_2 + h_3}{2r}\right)} + \ldots + \frac{h_n - h_{n+1}}{D\left(1 + \frac{h_n + h_{n+1}}{2r}\right)} \tag{20}$$

wenn $h_1, h_2, \ldots h_{n+1}$ die Punkte der Grenze sind, zwischen welchen sie als gleichmäßig ansteigend gedacht werden kann. Sind diese Punkte die Schnittpunkte der Grenze mit Isohypsen im Abstande von h, so ist $h_1 - h_2 = h_2 - h_3 = \ldots h_n - h_{n+1} = h$; ist ferner H die mittlere Höhe der Grenze, so ergibt sich, sobald die kleinen Brüche $\frac{h_1 + h_2}{2r}, \frac{h_2 + h_3}{2r}, \ldots \frac{h_n + h_{n+1}}{2r}$ annähernd durch $\frac{H}{r}$ ersetzt werden können

$$\Gamma = \frac{nh}{D\left(1 + \frac{H}{r}\right)} = \frac{nh}{D}\left(1 - \frac{H}{r}\right) \tag{21}$$

wenn n die Zahl der Isohypsen ist, welche die Grenze schneidet.

Der Bruch $\frac{H}{r}$ ist immer ein sehr kleiner und kann höchstens 1,4 Tausendstel betragen; er kann daher in vielen Fällen vernachlässigt werden, und dann ergibt sich allgemein

$$\Gamma = \frac{1}{D}([h_1 - h_2] + [h_2 - h_3] + \ldots + [h_n - h_{n+1}]) \quad (20\,b)$$

und wenn die Höhenpunkte der Grenze durch Schnitte derselben mit Isohypsen gleichen Abstandes gegeben werden, deren Zahl n ist

$$\Gamma = \frac{n\,h}{D} \quad (21\,b)$$

Alle diese Formeln gelten nicht bloß für in sich selbst zurücklaufende Grenzen, sondern auch für alle beliebigen Linien auf der Erdoberfläche. Bei Formel (20) ist zu beachten, daß für alle auf- und abwärts verlaufenden Linien — und alle Oberflächengrenzen gehören hierzu — die aufeinanderfolgenden Differenzen $(h_1 - h_2)$, $(h_2 - h_3)$ u. s. w. bald positiv, bald negativ sind. Dieselben sind aber stets als positive Größen in Rechnung zu ziehen, weil das Gefälle der Kurve im allgemeinen, ohne Rücksicht auf deren Anstieg oder Abfall, berechnet werden soll. Da jede Grenze in sich selbst zurückläuft, so läuft sie teils aufwärts, teils abwärts, und die Summe der bald positiven, bald negativen Differenzen ihrer Höhenpunkte ist stets gleich Null. Nimmt man die positiven Differenzen auf der einen Seite mit der dazu gehörigen Länge der Strecke zusammen, so erhält man für den steigenden Teil der Linie beispielsweise das Gefälle von

$$\Gamma_s = \frac{1}{D_s}([h_1 - h_2] + [h_4 - h_5] + [h_6 - h_7] + [h_7 - h_8])$$

und entsprechend für den fallenden Teil der Linie

$$\Gamma_f = \frac{1}{D_f}([h_2 - h_3] + [h_3 - h_4] + [h_5 - h_6]).$$

Nur bei Gefällslinien haben die Differenzen $(h_1 - h_2)$, $(h_2 - h_3)$, ... $(h_n - h_{n+1})$ stets dasselbe Vorzeichen und das mittlere Gefälle irgend einer Gefällslinie ist gleich dem Höhenunterschiede ihrer Endpunkte, dividiert durch ihre Länge, welche streng genommen in ihrer mittleren Höhe zu messen ist. Für sie ist

$$\Gamma = \frac{h_1 - h_{n+1}}{D\left(1 + \frac{H}{r}\right)} \quad (22) \qquad \text{bezw.} \qquad \Gamma = \frac{h_1 - h_{n+1}}{D} \quad (22\,b)$$

Die Länge irgend einer Oberflächengrenze ergibt sich durch Summation aller ihrer Strecken mit gleichem Ge-

fällswinkel. Sei l eine beliebige solche Strecke mit dem Gefällswinkel α, so ergibt sich analog Gleichung (19)

$$l = d \sec \alpha \left(1 + \frac{H}{r}\right) \tag{23}$$

Daraus leitet sich die Länge L einer ganzen Grenze her

$$L = d_1 \sec \alpha_1 \left(1 + \frac{H_1}{r}\right) + d_2 \sec \alpha_2 \left(1 + \frac{H_2}{r}\right) + \dots + d_n \sec \alpha_n \left(1 + \frac{H_n}{r}\right) \tag{24}$$

wenn $d_1, d_2, \dots d_n$ die Grundstrecken der einzelnen, gleichmäßig mit den Winkeln $\alpha_1, \alpha_2, \dots \alpha_n$ ansteigenden, in den mittleren Höhen $H_1, H_2, \dots H_n$ befindlichen Strecken der Grenze sind. Für obige Gleichung kann mit hinreichender Genauigkeit gesetzt werden, wenn H die mittlere Höhe der ganzen Grenze ist

$$L = \left(1 + \frac{H}{r}\right)(d_1 \sec \alpha_1 + d_2 \sec \alpha_2 + \dots + d_n \sec \alpha_n) \tag{24b}$$

Die Minimallänge irgend einer Oberflächengrenze ist gleich jener Länge, die sie in ihrer mittleren Höhe haben würde; dieselbe ist nach obigem

$$L_{\min} = D\left(1 + \frac{H}{r}\right).$$

Daraus ergibt sich als Wert für die Höhenentwickelung einer Grenze

$$\frac{L}{L_{\min}} = \frac{d_1 \sec \alpha_1}{D} + \frac{d_2 \sec \alpha_2}{D} + \dots + \frac{d_n \sec \alpha_n}{D},$$

d. h. die Höhenentwickelung einer Grenze ist gleich dem Mittel aus den Sekanten ihrer Gefällswinkel, und, sobald der höchstens 0,0014 betragende Bruch $\frac{H}{r}$ vernachlässigt wird, ist die Höhenentwickelung einer Grenze zugleich das Verhältnis von Oberflächen- und Grundflächengrenzen.

Zwischen dem Winkel zur Höhenentwickelung einer Grenze und dem Winkel zur mittleren Böschung derselben bestehen analoge Beziehungen, wie zwischen dem Winkel der Oberflächenentwickelung und dem der Böschung einer Fläche. Für Grenzen mit Gefällswinkeln von unter 10° können beide als gleich aufgefaßt werden; für solche mit steilerem Gefälle gilt Gleichung (15). Da nun nach Gleichung (21 b) die mittlere Böschung von allen durch Isohypsen geschnittenen Linien sich ungemein einfach ergibt, so kann man für Profile sehr leicht die Längenzunahme der oberen Grenze gegenüber der Grundgrenze nach Gleichung (15 b) bestimmen und damit die Grundlagen für eine annähernde Berechnung der Oberfläche einer Form gewinnen (vgl. S. 55).

Das Grenzprofil einer Form ist die Fläche, welche sich zwischen den Oberflächen- und Grundflächengrenzen erstreckt. Sein Areal wird durch Summation aller der Flächen erhalten, welche zwischen einer gleichmäßig ansteigenden Oberflächengrenzstrecke und der Grundflächengrenze, also zwischen einer Linie gleichmäßigen Gefälles und dem Meeresspiegel gelegen sind.

Um das zwischen einer Linie gleichmäßigen Gefälles von der Länge d und dem Meeresspiegel gelegene Areal P zu finden, denkt man sich dasselbe in zahlreiche (n) Streifen von gleicher Breite δ an der Basis und den Höhen $h_1, h_2, \ldots h_n$ zerlegt. Das Areal eines beliebigen solchen Streifens ist gleich dem Produkte aus seiner Höhe und aus dem Mittel seiner oberen und unteren Grenze. Das Areal S des ersten Streifens ist nach Formel (19)

$$S_1 = \delta \left(1 + \frac{h_1}{2r}\right) h_1.$$

Danach ergibt sich durch Addition aller Streifen

$$P = \delta (h_1 + h_2 + \ldots + h_n) + \frac{\delta}{2r} (h_1^2 + h_2^2 + \ldots + h_n^2).$$

Bei einer Gefällslinie kann nun gesetzt werden $h_1 = h + \delta h$; $h_2 = h + 2\delta h$; $\ldots$; $h_n = h + n\delta h$. Werden diese Werte in obige Gleichung eingeführt und die einzelnen Glieder addiert, so ergibt sich unter Berücksichtigung des Umstandes, daß $n\delta = d$ der Länge der Gefällslinie, daß ferner nach obigem $n\delta h = h_n - h = h_r$ dem Anstiege derselben ist

$$P = d\left(h + \frac{h_r}{2}\right) + \frac{d}{2r}\left(h^2 + \frac{h_r^2}{3}\right). \qquad (25)$$

Ist $h = 0$, beginnt also die Gefällslinie am Meeresniveau, so ergibt sich, da $\frac{h_r}{2} = H$ der mittleren Höhe der Linie ist,

$$P = dH\left(1 + \frac{2H}{3r}\right). \tag{25b}$$

Ist $h_r = 0$, ist also statt der Gefällslinie eine Horizontallinie im Niveau $Hh\,(= H)$ vorhanden, so ist

$$P = dH\left(1 + \frac{H}{2r}\right). \tag{25c}$$

Hiernach kann man das zwischen einer Linie gleichmäßigen Gefälles und dem Meeresspiegel gelegene Areal, also auch allgemein das Grenzprofil einer Form annähernd gleich dem Produkte aus Länge der Linie beziehungsweise der Grenze im Niveau von $^1/_2$ bis $^2/_3$, also durchschnittlich rund 0,6 ihrer mittleren Höhe und aus der letzteren setzen.

Da der Bruch 0,6 $(H:2r)$ im Maximum nur 0,0008 beträgt, kann man ihn bei den meisten Berechnungen außer Betracht lassen, und das Areal des Grenzprofiles gleich dem Produkte der Länge und mittleren Höhe desselben setzen.

5. Grenzentwickelung, Flächengliederung.

Zwischen der Länge des Umfanges einer Fläche und dem Areale derselben existieren keine allgemein gültigen Beziehungen. Man kann weder aus dem Areale auf die Länge von dessen Grenzen noch umgekehrt aus diesen auf die Größe des eingeschlossenen Gebietes folgern. Flächen von gleichem Areale und gleichem Umfange können ganz verschiedene Gestalten haben, und daher ist es unmöglich, aus gewissen numerischen Beziehungen zwischen der Grenzlänge einer Grundfläche und dem Areale derselben Schlüsse auf deren Gestalt zu machen.

Die einfachste arithmetische Beziehung zwischen beiden, nämlich der Quotient Areal dividiert durch Grenzlänge $G:U$, hat für manche Figuren bestimmte geometrische Bedeutung. Er stellt die eine Seite eines Rechteckes dar, welches der gegebenen Grundfläche flächengleich ist, und dessen andere Seite die Länge des Umfanges derselben besitzt. Das Zweifache des Quotienten $2G:U$ ist die Höhe eines Dreieckes, dessen Areal gleich dem der Grundfläche und dessen Basis die Grenzlänge derselben besitzt. Außerdem stellt dieser hier den Radius

des eingeschriebenen Kreises aller jener regulären Polygone und Tangentenvielecke dar, welche dasselbe Areal und denselben Umfang wie die Grundfläche haben. Für alle Kugelhauben bezeichnet der Quotient $2G:U$ den direkten, in der Luftlinie gemessenen Abstand des Umfanges vom Oberflächenmittelpunkte. Man kann sich auch ziemlich verwickelt begrenzte Zweiecke auf der Kugel vorstellen, welche denselben Umfang und Flächeninhalt wie die gegebenen Grundflächen besitzen. Für dieselben ist der Quotient $2G:U$ die Hälfte des kleinsten Durchmessers und zugleich die kürzeste Entfernung des Mittelpunktes von allen an die Seiten der Zweiecke gelegten Tangentialkreisen. In allen diesen Fällen bezeichnet der Quotient $2G:U$ den senkrechten Abstand des Mittelpunktes von Figuren von der Richtung ihrer Grenzen, den man bei Ländern als Tiefe des Hinterlandes der Grenze bezeichnen kann, als solcher ist er selbstverständlich keine unbenannte Zahl, sondern gibt eine Anzahl von Längeneinheiten an; ebenso stellt der Quotient $G:U$ eine Strecke dar, die mit der Grenzlänge multipliziert, das Areal der Grundfläche ergibt.

Dagegen ist das Verhältnis der wirklichen Grenzlänge einer Fläche zu deren Minimallänge eine unbenannte Zahl; es ist der Wert für die Grenzentwickelung der Fläche. Bei größtem Flächeninhalt besitzt auf der Kugeloberfläche (K) bekanntlich die Kalotte den kleinsten Umfang. Ist ihre Oberfläche gleich der einer gegebenen Fläche, so ergibt sich für deren Minimalumfang der Wert

$$U_{\min} = 2\sqrt{G\pi}\sqrt{1-\frac{G}{K}},$$

so daß sich für beliebige Grundflächen mit dem Areale G und dem Umfange U für die Grenzentwickelung Π ergibt

$$\Pi = \frac{U}{2\sqrt{G\pi}\sqrt{1-\frac{G}{K}}} \tag{26}$$

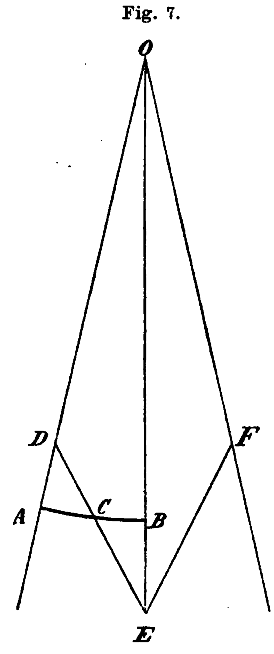
Soll Π bis auf Tausendstel seines Wertes genau erhalten werden, so kann gesetzt werden, wenn

$$G < 16\,000\,000 \text{ qkm} \quad \Pi = \frac{U}{2\sqrt{G\pi}\left(1 - \frac{2G}{K}\right)} \quad (26\text{b})$$

und wenn

$$G < 255\,000 \text{ qkm} \quad \Pi = \frac{U}{2\sqrt{G\pi}} \quad (26\text{c})$$

Fig. 7.



d. h. in diesem Falle kann der Minimalumfang der Grundfläche als der eines flächengleichen Kreises angesehen werden.

Analog der Oberflächen- und Grenzhöhenentwickelung kann auch die Grenzentwickelung durch einen Winkel dargestellt werden, dessen Sekante den numerischen Wert der Grenzentwickelung besitzt.

Die Bedeutung dieses Winkels kann man sich wie folgt veranschaulichen. Man denkt sich den Grenzkreis der Kalotte, welcher den kleinsten Umfang der gegebenen Fläche darstellt, in $2n$ gleiche Teile zerlegt, welche geradlinig verlaufen, und zwar senkrecht zu den nach ihren auf der Haubenoberfläche gezogenen Radien. Die Länge einer solchen Strecke, z. B. AB Fig. 7, ist der $2n$te Teil des Minimalumfanges der Fläche, während der $2n$te Teil von deren wirklichem Umfang $\frac{U}{2n}$ ist. Diese Größe kann man sich durch die Strecke DE dargestellt denken, welche AB in C schneidet. Ist nun AB gegenüber den Oberflächenradien der Kalotte sehr klein, so können die Grenzradien der Strecke AB, nämlich AO und BO, als parallel angesehen werden und DE kann so gezogen werden, daß es auch in C halbiert wird. Es ergibt sich dann

$$\sec \sphericalangle DCA = \frac{DC}{AD} = \frac{\frac{1}{2} \cdot \frac{U}{2n}}{\frac{1}{2} \cdot \frac{2}{2n}\sqrt{G\pi}\sqrt{1 - \frac{G}{K}}} = \Pi,$$

d. h. der Winkel DCA ist der gesuchte Winkel der Grenzentwickelung. Denkt man sich nun alle $2n$-Abschnitte der Kalottengrenze ebenso wie AB durch DE, und zwar durch paarweise einander zulaufende Linien durchschnitten, so erhält man einen n-zackigen Stern, dessen Zacken (z. B. DEF) den Winkel ζ einschließen, und es ist $\sin\frac{\zeta}{2}=\frac{1}{\Pi}$. Das ist der Zackenwinkel der Grenzentwickelung.

Je nachdem der Winkel der Grenzentwickelung mehr oder minder tief in eine Grundfläche eingreift, erscheint diese mehr oder weniger gegliedert; unter Gliederung einer Fläche wird also die Auflösung derselben in einzelne Stücke verstanden, deren Grenzen in einspringenden Winkeln zusammenstoßen. Die Gliederung einer Fläche kann ausgedrückt werden durch das Verhältnis ihres Areales zu dem der größten eingeschriebenen oder der kleinsten umschriebenen ungegliederten Fläche. Karl Ritter nannte die größte in eine gegliederte Fläche eingeschriebene ungegliederte Fläche den Rumpf, die übrigen Teile die Glieder; ist G das Areal einer Fläche und M das ihres Rumpfes, so ist die Rumpfgliederung oder das Verhältnis der Glieder zum Rumpfe

$$Z_m=\frac{G-M}{M}. \tag{27}$$

Nennt man die kleinste umschriebene ungegliederte Fläche den Block (B) der Fläche, so kann man nach Günther[1]) für die Blockgliederung setzen

$$Z_b=\frac{B-G}{B}. \tag{28}$$

Statt der um- und eingeschriebenen Block- und Rumpfflächen, welche keinerlei regelmäßige geometrische Gestalt zu besitzen brauchen, kann man sich mit Ehrenburg[2]) jede auf der Erdoberfläche befindliche Fläche von einer Kalotte umschrieben und mit einer solcher einge-

---

[1]) Geophysik. Stuttgart 1885. II. S. 325.

[2]) Studien zur Messung der horizontalen Gliederung. Verh. phys. med. Gesellsch. Würzburg. XXV. 1891.

schrieben denken, bezw. an deren Stellen Kreise, sobald die Größe der Fläche dies zuläßt. Sei Kal. M das Areal der eingeschriebenen Rumpfkalotte, Kal. B das der umschriebenen Blockkalotte der Fläche G, so kann man als Kalottengliederung bezeichnen

$$Z_k = \frac{\text{Kal}\, B - \text{Kal}\, M}{G}. \tag{29}$$

Die Konstruktion dieser Rumpf- und Blockkalotten geschieht auf Landkarten ganz ebenso wie die Konstruktion von um- und eingeschriebenen Kreisen. Es müssen die Grenzkreise der um- und eingeschriebenen Kalotten die Grenze der Fläche je in mindestens drei Punkten berühren, ohne sie zu schneiden. Diese Punkte kann man die Außen- und Inneneckpunkte der Fläche nennen. Selbstverständlich müssen die bei der Konstruktion verwendeten Karten in Bezug auf die Mittelpunkte der Flächen äquidistant sein.

Die Oberflächenradien der beiden Kalotten sind der Blockradius (R_b) und der Rumpfradius (R_m) der Fläche. Der mittlere Radius (R) derselben ist der Radius der flächengleichen Kalotte, also zugleich derjenigen, welche den Minimalumfang der Fläche hat.

Ist c der halbe Zentriwinkel der flächengleichen Kalotte auf einer Kugel mit dem Radius r und der Oberfläche K, so ist.

$$R = 2\, r \operatorname{arc} \frac{c}{2}.$$

Ferner ergibt sich

$$\sin\frac{c}{2} = \frac{\sqrt{\frac{G}{\pi}}}{2r} = \sqrt{\frac{G}{K}},$$

daher nach Entwickelung der Reihe für $\sin\frac{c}{2}$

$$R = 2r\left[\sqrt{\frac{G}{K}} + \frac{1}{6}\sqrt{\left(\frac{G}{K}\right)^3} + \frac{3}{40}\sqrt{\left(\frac{G}{K}\right)^5} + \ldots\right] \tag{30}$$

Ist $G < 16500000$ qkm, so wird R noch auf ein Tausendstel seines Wertes genau erhalten, wenn die

höheren Potenzen von $\sqrt{\frac{G}{K}}$ vernachlässigt werden, und es ergibt sich dann

$$R = 2r\sqrt{\frac{G}{K}} = \sqrt{\frac{G}{\pi}} \tag{30b}$$

d. h. es ist für solche Flächen der mittlere Radius der eines arealgleichen Kreises. Ist $G < 90000000$ qkm, wie dies für alle Kontinente der Fall ist, so erhält man R hinreichend genau aus der Formel

$$R = \sqrt{\frac{G}{\pi}}\left(1 + \frac{1}{6}\frac{G}{K}\right). \tag{30c}$$

Die Block- und Rumpfkalotte einer Fläche können exzentrisch zu einander gelegen sein, ihre Mittelpunkte kann man als die Block- und Rumpfzentren der Fläche bezeichnen, und als Mittelpunkt der letzteren kann man den Halbierungspunkt der Geraden zwischen den beiden eben erwähnten Zentren ansehen.

Konstruiert man um den Mittelpunkt der eingeschriebenen Kalotte, also das Rumpfzentrum, den Grenzkreis der flächengleichen Kalotte (mit dem Radius R), so teilt derselbe die außerhalb der eingeschriebenen Kalotte gelegenen Teile der Grundfläche selbstverständlich derart, daß die außerhalb von ihm gelegenen Teile der Fläche genau so groß sind wie die zwischen ihm und der eingeschriebenen Kalotte befindlichen, nicht zur Grundfläche gehörigen Areale. Umgrenzt der Grenzkreis der eingeschriebenen Kalotte die zentralen Partieen der Grundfläche, so scheidet der Grenzkreis der flächengleichen Kalotte die extremen von den mittelfernen Arealen.

Die drei oben entwickelten Werte für die Gliederung einer Fläche (Gleichung 27, 28, 29) liefern samt und sonders unbenannte Zahlen, und zwar für alle Kugelhauben, welche ungegliedert sind, den Wert von Null. Es gibt noch zwei andere Möglichkeiten, die Gliederung von Flächen zu veranschaulichen, nämlich die in bestimmten Maßeinheiten ausgedrückten mittleren Zentral- und Grenzfernen.

Die mittlere Zentralferne einer Fläche ist das Mittel aus den Entfernungen aller Teilchen der Fläche von deren Mittelpunkt. Dieselbe (E_m) wird erhalten aus der Formel

$$E_m = \frac{g_1 e_1}{G} + \frac{g_2 e_2}{G} + \dots \frac{g_n e_n}{G}, \qquad (31)$$

in welcher G das Gesamtareal der Grundfläche, g_1, g_2, . . . g_n die einzelnen Flächenteilchen mit den Entfernungen e_1, e_2, . . . e_n vom Mittelpunkte bedeuten.

Behufs Ermittelung der mittleren Zentralferne verfährt man ganz analog wie bei der Ermittelung der mittleren Höhe einer Fläche. Man zerlegt dieselbe durch Kreise gleicher Zentralferne in einzelne Zonen und mißt dieselben aus; darauf trägt man die zur Abgrenzung der Zonen verwendeten Zentralfernen als Abszissen, die innerhalb jeder Zentralferne gelegenen Areale als Ordinaten auf. Die erhaltenen Punkte werden durch eine Kurve verbunden, das zwischen dieser und den Koordinaten ihrer Endpunkte gelegene Areal ist proportional dem Produkte aus Areal und mittlerer Zentralferne der Fläche. Ebenso wie die mittlere Zentralferne wird auch die mittlere Entfernung der Flächen von irgend einem beliebigen Punkte erhalten.

Veranschaulicht die mittlere Zentralferne die mittlere Lage der Teilchen einer Fläche in Bezug auf deren Mittelpunkt, so verdeutlicht die mittlere Grenzferne die mittlere Entfernung aller Flächenteilchen von der Grenze der Fläche. Der allgemeine Ausdruck für diese Größe (F) ist, wenn f_1, f_2, . . . f_n die Entfernungen der Flächenteilchen g_1, g_2, . . . g_n von der Grenze sind:

$$F = \frac{f_1 g_1}{G} + \frac{f_2 g_2}{G} + \dots + \frac{f_n g_n}{G}. \qquad (32)$$

Die Ausmittelung der mittleren Grenzferne geschieht analog der Berechnung der mittleren Höhe und mittleren Zentralferne. Man konstruiert zunächst Linien gleicher Grenzferne, indem man mit der gewünschten Grenzferne um alle Punkte der Grenze Kreise schlägt. Jene Kurve, welche sich tangential an alle diese Kreise anschmiegt, ist die Linie der betreffenden Grenzferne. Hat man eine Anzahl solcher Linien gleicher Grenzferne konstruiert, so mißt man die zwischen denselben gelegenen Gebiete aus und konstruiert dann mit Hilfe derselben und den Grenzfernen eine der

hypsographischen analoge Kurve, welche Rohrbach[1]) chorigraphische nannte, deren Areal proportional dem Produkte aus der Grenzfläche und der mittleren Grenzferne (G. F) ist. Je größer die Grenzferne ist, desto kleiner ist das Areal, welches von der zu ihr gehörigen Linie eingeschlossen ist. Schließlich schrumpft dieses Areal auf einen Punkt zusammen, das ist der grenzfernste Punkt, welcher mit dem Mittelpunkte der einbeschriebenen Kalotte zusammenfällt.

Für alle einem Kreise umschriebenen geradlinigen Figuren ist, wie Rohrbach (a. a. O.) zeigte, die mittlere Grenzferne wie für denselben selbst gleich dem dritten Teile von dessen Radius, also gleich dem dritten Teile der Tiefe ihres Hinterlandes. Für reguläre Polygone, in welchen die Mittelpunkte der ein- und umgeschriebenen Kreise zusammenfallen, und demnach auch sich mit dem Mittelpunkte der Fläche decken, ergänzt sich die mittlere Grenzferne mit der mittleren Zentralferne zum Radius des eingeschriebenen Kreises, beim Kreise also zum Halbmesser desselben.

Für eine Kalotte mit dem Radius R und mit dem halben Zentriwinkel c auf einer Kugel mit dem Radius r ist die mittlere Grenzferne

$$E_m = r\,\frac{\operatorname{arc} c - \sin c}{1 - \cos c} \tag{31b}$$

und sobald die vierten Potenzen von arc c vernachlässigt werden dürfen

$$E_m = \frac{D}{3}\left(1 + \frac{D^2}{30\,r^2}\right). \tag{31c}$$

Die Frage der Grenzentwickelung ist, seitdem 1826 Karl Ritter den Begriff der Küstenentwickelung aufgestellt hat[2]), anläßlich der Betrachtung der Grenzen von Wasser und Land ausführlich diskutiert worden. Ritter nannte den Quotienten $G : U$ Küstenentwickelung. Nagel[3]) übertrug diesen Namen zur Be-

[1]) Ueber mittlere Grenzabstände. P. M. 1890. S. 76 (80).

[2]) Ueber geographische Stellung und horizontale Ausbreitung der Erdteile. Vorgetragen in der K. Akad. d. Wissensch. Berlin 1826. Abgedruckt in seiner Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Geographie. 1832. S. 123. Vergl. auch S. 141.

[3]) Ueber die Küstengestaltung der Erdteile. Berghaus' Annalen der Erdkunde. XII. 1835. S. 490.

zeichnung des Verhältnisses der Küstenlänge zum Minimalumfang eines Festlandes und betrachtete den Kreis als die Fläche mit Minimalumfang. Keber polemisierte gegen die Bedeutung des von Ritter aufgestellten Begriffes und sprach ihm alle Verwertbarkeit ab[1]; Schumann[2]) kam auf die von Nagel bereits aufgestellte Definition zurück, während Steinhauser[3])

den Quotienten $\frac{\left(\frac{U}{4}\right)^2}{G}$, Bothe[2]) und Reuschle[3]) $\frac{U}{\sqrt{G}}$ als Küstenentwickelung bezeichneten. Diese Ausdrücke gehen von der Anschauung aus, daß das Areal vom Quadrate des Umfanges abhängig sei, was nur für ebene Figuren gilt. Den richtigen Weg zeigte Schultze, welcher als Minimallänge des Umfanges den Grenzkreis einer gleichflächigen Kalotte hinstellte[4]). Als Gliederungs- und Arrondierungskoeffizienten bezeichnete Krümmel[5]) die Anzahl der Prozente, um welche ein Umfang größer ist, als er im Minimum sein könnte. Für die geometrische Bedeutung des Quotienten $G:U$ trat Reuschle[3]), für dessen geographischen Wert v. Prondzynski[4]) ein; nach Ratzel[6]) ist er ein Maß für die Zugänglichkeit. Wisotzki[7]) verwertet ihn in ähnlicher Weise wie v. Prondzynski.

Auch der Begriff der Gliederung ist 1826 von K. Ritter[8]) aufgestellt worden, und die beiden letzten Formeln, welche S. Günther[9]) für die Küstenentwickelung aufstellte, beziehen sich gleichfalls auf die Gliederung der Festländer. Eingehend erörterte Ehrenburg[10]) den Begriff der Gliederung und schlug vor, dieselbe mittelst um- und eingeschriebener Kalotten zu messen. Die von ihm für die Hauptgliederung aufgestellte Formel Kal B : Kal $M . G$ wurde hier nicht angenommen, da sie auch für ungegliederte Flächen, wie z. B. eine Kalotte, einen Wert, den reziproken des Flächeninhaltes liefert.

Ausdrücke zugleich für Gliederung und Grenzentwickelung

---

[1]) Flächeninhalt und Küstenlänge. P. M. 1863. S. 309.

[2]) Ueber die Beziehungen zwischen Flächeninhalt und Grenzlänge der Länder. Ebenda S. 406.

[3]) Kritische Miscellen zur Geographie. Z. f. E. IV. 1869. S. 193.

[4]) Flächeninhalt und Küstenlänge. P. M. 1864. S. 91.

[5]) Morphologie der Meeresräume. Leipzig 1879. S. 58.

[6]) Anthropo-Geographie. I. Stuttgart 1882. S. 233.

[7]) Zur horizontalen Dimension nach Karl Ritter. Jahresber. Verein f. Erdkunde. Stettin 1886. S. 1.

[8]) A. a. O. S. 121.

[9]) Die wahre Definition des Begriffes Küstenentwickelung. Verh. d. II. Deutschen Geographentages 1882. S. 141. Geophysik. II. S. 325.

[10]) Studien zur Messung der horizontalen Gliederung. Verh. d. phys. mediz. Gesellsch. Würzburg. XXV. 1891.

der Flächen stellten S. Günther[1]) und W. Precht[2]) auf. Derartige Kombinationen empfehlen sich nicht, da Grenzentwickelung und Gliederung zwei ganz verschiedene Dinge sind. Man kann sich wohl vorstellen, daß eine Fläche mit reich entwickelter Grenze fast ungegliedert ist, wenn nämlich die von den Zackenwinkeln eingeschlossenen Zacken eine minimale Ausdehnung haben, und es kann umgekehrt eine Fläche mit unbedeutender Grenzentwickelung reich gegliedert sein.

Die Entfernung des meerfernsten Punktes bezeichnete zuerst Zöppritz als ein Maß der Gliederung und Keber wünschte die Ausmessung der zwischen bestimmte Küstenabstände fallenden Zonen[3]). Linien gleicher Grenzferne konstruierten 1887 Fr. Hahn[4]) für Frankreich und W. Schmidt[5]) für Asien. Nachdem die Behandlung entsprechender Aufgaben in diesem Werke bereits abgeschlossen war, ermittelte R. Michael[6]) auf Grund des vorgeschlagenen Verfahrens die mittleren Meerfernen für das Deutsche Reich, und bald darauf veröffentlichte Rohrbach[7]) eine selbständige Begründung der Bedeutung von mittleren Grenzfernen. Zentralfernen für Berlin wurden 1887 entworfen[8]). Modelle von „Isokontinentalen" konstruierte J. Kleiber[9]).

6. Volumberechnung.

Das Volumen irgend einer Form kann man sich zusammengesetzt denken aus zahlreichen, sich nach unten verjüngenden Pfeilern. Sei g_1 die Grundfläche, h_1 die mittlere Höhe eines solchen, so ist dessen Volumen

---

[1]) Die Küstenentwickelung. Grunerts Archiv f. Mathem. u. Physik. LXXV. 1875. S. 277.

[2]) Untersuchungen über horizontale Gliederung. Z. f. wissensch. Geographie. Erg.-Heft 1. 1889. S. 50.

[3]) Verh. des zweiten Deutschen Geographentages. 1882. S. 146.

[4]) Kirchhoffs Länderkunde von Europa. II. 2. 1890. S. 10. Vergl. auch Bemerkungen über einige Aufgaben der Verkehrsgeographie. Zeitschr. f. wissensch. Geographie. V. 1885. S. 237.

[5]) Ueber einige geographische Veranschaulichungsmittel. Wien 1889. S. 160.

[6]) Meerfernen des Deutschen Reiches. XV. Jahresber. d. Vereins d. Geographen. Wien 1889. Vergl. auch Richard Schütt, Meerferne und Küstenerreichbarkeit im mittleren Europa. Dissert. Freiburg 1891.

[7]) Ueber mittlere Grenzabstände. P. M. 1890. S. 76. 89.

[8]) Penck, Das Deutsche Reich. S. 536. Kirchhoffs Länderkunde von Europa. I. 1.

[9]) Compte rendu du Vme congrès international des Sciences géographiques Berne 1891. Ausstell. Ber. I. 106.

$$v_1 = g_1 \frac{\frac{4}{3}(r+h_1)^3\pi - \frac{4}{3}r^3\pi}{4r^2\pi}.$$

Bei Auflösung der Klammern ergibt sich, wenn der sehr kleine Wert $\frac{h_1^3}{3r^2}$ vernachlässigt wird

$$v_1 = g_1 h_1 \left(1 + \frac{h_1}{r}\right). \tag{33}$$

Für ein aus n solchen Pfeilern zusammengesetztes Volumen ergibt sich nach Auflösung der Klammern

$$g_1 h_1 + g_2 h_2 + \ldots + g_n h_n + \frac{g_1 h_1^2}{r} + \frac{g_2 h_2^2}{r} + \ldots + \frac{g_n h_n^2}{r}. \tag{34}$$

Die ersten n Glieder der letzteren Formel sind nach (2) das Produkt aus Grundfläche und mittlerer Höhe der Form; die übrigen n Glieder können für bestimmte geometrische Formen direkt, sonst durch eine der hypsographischen Kurve analoge Konstruktion summiert werden.

Liegen Formen mit gleichmäßig vom Meeresspiegel ansteigender Oberfläche vor, so ist $h_1 = 1\,h,\ h_2 = 2\,h,\ \ldots\ h_n = n\,h$. Ist nun, wie z. B. bei dachartigen Formen zugleich $g_1 = g_2 = \ldots = g_n$, so ergibt sich nach gleicher Entwickelung wie bei Formel (25)

$$V = GH\left(1 + \frac{4H}{3r}\right), \tag{34 b}$$

wenn H die mittlere Höhe der Form ist. Verjüngt sich hingegen letztere gleichmäßig nach oben, was z. B. bei Pyramiden der Fall ist, so findet sich

$$V = GH\left(1 + \frac{3H}{2r}\right). \tag{34 c}$$

Da nun die gesamte Landoberfläche aus dach- und pyramidenähnlichen Formen zusammengesetzt ist, so kann man im Mittel annähernd setzen

$$V = GH\left(1 + 1{,}4\frac{H}{r}\right). \tag{34 d}$$

Unter Berücksichtigung von Formel (12) läßt sich hiernach das Volumen einer Form gleich

setzen dem Produkte aus deren mittlerer Höhe und dem Areale, das ihre Grundfläche in sieben Zehnteln der Meereshöhe ihrer mittleren Höhe haben würde. Alle Verfahren daher, welche zur Berechnung der mittleren Höhe führen, ermöglichen auch die Volumbestimmung einer Form. Umgekehrt aber läßt sich aus dem Volumen auch die mittlere Höhe berechnen.

Die direkten Verfahren zur Volumbestimmung sind dieselben, welche bei der Kubierung unregelmäßig geformter Körper angewendet werden. Man denkt sich die Form durch Parallelschnitte in eine Anzahl von Schichten zerlegt. Sind die Schnitte in gleichen Abständen geführt, so kann man die bekannte Simpsonsche Formel zur Volumberechnung anwenden. Nach derselben ist das Volumen von zwei angrenzenden Schichten, welche durch die Schnittflächen s_1, s_2 und s_3 im Abstande h begrenzt werden

$$v_1 = \frac{h}{3}(s_1 + 4s_2 + s_3). \tag{35}$$

Ist daher ein Körper in eine gerade Anzahl ($2n$) Schichten zwischen den Grenzflächen s_1 und s_{2n+1} zerlegt worden, so ergibt für sein Volumen

$$V = \frac{h}{3}[s_1 + s_{2n+1} + 4(s_2 + s_4 + s_6 + \ldots + s_{2n}) \\ + 2(s_3 + s_5 + s_7 + \ldots + s_{2n-1})]. \tag{35b}$$

Bei morphologischen Aufgaben kommen im wesentlichen zwei Arten von Schnitten durch die Formen in Betracht, nämlich die Horizontal- und die Vertikalschnitte. Ein Horizontalschnitt durch eine Form schneidet dieselbe in einer Isohypse und sein Areal ist die von der Isohypse umschlossene Fläche, welche durch planimetrische Ausmessungen bestimmt werden kann. Man erhält so aber immer nur das der Isohypsenfläche entsprechende Areal der Grundfläche, nicht das wirkliche ihrem Niveau entsprechende Areal. Letzteres ist nach Formel (12) aus dem gemessenen Areale zu bestimmen.

Seien G_1, G_2, ... G_{2n} die von den Isohypsen

h, $2h$, ... $2nh$ umschlossenen, in der Grundfläche G gemessenen Areale, so sind die wirklichen Flächeninhalte der Schnitte nach (12)

$$G_1\left(1+\frac{2h}{r}\right);\quad G_2\left(1+\frac{4h}{r}\right);\quad \ldots G_{2n}\left(1+\frac{4nh}{r}\right).$$

Setzt man diese Werte der Reihe nach für s_2, s_3, s_{2n+1} in Gleichung (35b) ein, und berücksichtigt, daß s_1 die Grundfläche G der Form in der Meereshöhe 0 ist, so ergibt sich das Volumen zu

$$\begin{aligned} V=\frac{h}{3}\Bigg\{G+G_{2n}\left(1+\frac{4nh}{r}\right)+4\left[G_1\left(1+\frac{2h}{r}\right)+\right.\\ \left.+G_3\left(1+\frac{6h}{r}\right)+\ldots+G_{2n-1}\left(1+\frac{2(2n-1)h}{r}\right)\right]+\\ +2\left[G_2\left(1+\frac{4h}{r}\right)+G_4\left(1+\frac{8h}{r}\right)+\ldots\right.\\ \left.+G_{2n-2}\left(1+\frac{2(2n-2)h}{r}\right)\right]\Bigg\} \end{aligned} \qquad (36)$$

Annähernd kann man letzteren Ausdruck ersetzen durch

$$\begin{aligned} V=\frac{h}{3}\Big[G+G_{2n}+4\,(G_1+G_3+\ldots+G_{2n-1})+\\ +2\,(G_2+G_4+\ldots+G_{2n-2})\Big]\left(1+\frac{nh}{r}\right). \end{aligned} \qquad (36\text{b})$$

Da der Bruch $\frac{nh}{r}$ im Maximum nur 0,0007 betragen kann, so kann man ihn meist vernachlässigen und setzen

$$\begin{aligned} V=\frac{h}{3}\,(G+4G_1+2G_2+4G_3+2G_4+\ldots\\ 2G_{2n-2}+4G_{2n-1}+G_{2n}), \end{aligned} \qquad (36\text{c})$$

welcher Wert bei kleinem Abstande der Isohypsen sich faktisch nicht sehr weit von dem Werte GH entfernt, der aus Gleichung (6c) hervorgeht.

An Stelle der Horizontalschnitte können auch parallele **Vertikalschnitte**, nämlich **Profile** einer Form zur Volumberechnung herbeigezogen werden, vorausgesetzt, daß dieselben in so kurzen Abständen sich befinden, daß die Anwendung der Simpsonschen Formel erfolgen kann. Die Areale dieser Profile sind analog denen der Grenzprofile zu bestimmen.

Die Anwendung der Simpsonschen Kubierungsformel setzt das Vorhandensein einer geraden Anzahl von gleich dicken Schichten voraus, in welche die Form zerschnitten gedacht ist, welche Bedingung nicht immer erfüllt werden kann. Liegt eine ungerade Zahl von Schichten vor, so berechnet man das Volumen für die größte gerade Zahl der Schichten und bestimmt das Volumen der letzten nach denselben Verfahren, die man anwendet, wenn die Schichten nicht gleich dick sind. Man betrachtet dann jede Schicht als Prismen- oder Pyramidenstumpf, deren Volumen bekanntlich

$$V = \frac{h}{3}(s_1 + \sqrt{s_1 s_2} + s_2) \tag{37}$$

ist, wenn s_1 und s_2 die beiden Grenzflächen, h die Höhe des Stumpfes ist, statt deren man bei morphometrischen Aufgaben die Areale angrenzender Schnittflächen (Isohypsenareale oder Profile) und deren Vertikalabstände zu setzen hat. Seien $G_1, G_2, \ldots G_n$ die zu den Isohypsen $h_1, h_2, \ldots h_n$ gehörigen im Meeresniveau gemessenen Areale einer Form mit der Grundfläche G in der Höhe 0, so ist dessen Volumen nach obiger Formel

$$\begin{aligned} V = {} & \frac{h_1}{3}\left[G + \sqrt{G \cdot G_1\left(1 + \frac{2h_1}{r}\right)} + G_1\left(1 + \frac{2h_1}{r}\right)\right] \\ & + \frac{h_2 - h_1}{3}\left[G_1\left(1 + \frac{2h_1}{r}\right) + \sqrt{G_1\left(1 + \frac{2h_1}{r}\right)G_2\left(1 + \frac{2h_2}{r}\right)} \right. \\ & \left. + G_2\left(1 + \frac{2h_2}{r}\right)\right] + \ldots \\ & \frac{h_n - h_{n-1}}{3}\left[G_{n-1}\left(1 + \frac{2h_{n-1}}{r}\right)\right], \end{aligned} \tag{38}$$

wofür, sobald $\frac{2H}{r}$ eine zu vernachlässigende Größe ist, gesetzt werden kann

$$V = \frac{h_1}{3}(G + \sqrt{G G_1} + G_1) + \frac{h_2 - h_1}{3}(G_1 + \sqrt{G_1 G_2} + G_2)$$
$$+ \ldots + \frac{h_n - h_{n-1}}{3}(G_{n-1}). \qquad (38\,b)$$

Das letzte Glied der beiden letzten Formeln geht daraus hervor, daß $G_n = 0$ gesetzt wird.

Sobald nun der Abstand der Isohypsen überall der gleiche ist, so zwar, daß

$$h = h_1 = h_2 - h_1 = \ldots = h_n - h_{n-1}$$

ist, so ergibt sich die einfache Formel

$$V = \frac{h}{3}\Big(G + \sqrt{G G_1} + 2 G_1 + \sqrt{G_1 G_2} + 2 G_2 + \ldots$$
$$+ \sqrt{G_{n-2} G_{n-1}} + G_{n-1}\Big). \qquad (38\,c)$$

Bei passenden Umstellungen läßt sich aus Formel 37 ein Ausdruck herleiten, welcher das Volumen der Schicht ausdrückt als Funktion der kleineren der beiden Grenzflächen und der Differenz beider. Man setzt

$$V = s_2 h + (s_1 - s_2) k \qquad (39)$$

und erhält aus (37) für k

$$k = \frac{1}{3} h \left(\frac{2 + \sqrt{\frac{s_1}{s_2}}}{1 + \sqrt{\frac{s_1}{s_2}}} \right).$$

Sobald die Differenz von den beiden Grenzflächen sehr klein ist, $\frac{s_1}{s_2}$ also nahezu gleich eins wird, ergibt sich

$$V = s_2 h + (s_1 - s_2) \frac{h}{2}, \qquad (39\,b)$$

während dann, wenn die Differenz sehr groß wird, sich findet

$$V = s_2 h + (s_1 - s_2) \frac{h}{3}. \tag{39c}$$

Zwischen diesen beiden Grenzwerten liegt das Volumen jedes Kegelstumpfes. Drückt man die Areale der Grenzflächen der Schicht durch deren Radien r_1 und r_2 aus, so erhält man

$$V = s_2 h + (s_1 - s_2) \frac{r_1 + 2 r_2}{r_1 + r_2} \cdot \frac{h}{3}. \tag{39d}$$

Haben beide Flächen dieselbe Umfangsentwickelung, so kann auch gesetzt werden

$$V = s_2 h + (s_1 - s_2) \frac{U_1 + 2 U_2}{U_1 + U_2} \cdot \frac{h}{3}. \tag{39e}$$

Letztere Formel gilt auch dann, wenn die Umfangsentwickelungen der Grenzflächen innerhalb enger Grenzen verschieden sind. In ihr sind ausschließlich die Werte enthalten, welche auch zur Berechnung der mittleren Böschung einer Oberfläche benötigt werden, und da sie außer dem Areal der Grenzflächen auch die Grenzlänge derselben verwertet, so gestattet sie die Ausmittlung der Volumina auf Grund der größten Zahl verwendbarer Thatsachen. Seien G_0 die Grundfläche, $G_1, G_2, \ldots G_n$ die Areale der von den Isohypsen $h_1, h_2, \ldots h_n$ umschlossenen Areale, ferner $\Lambda_0, \Lambda_1, \Lambda_2, \ldots \Lambda_n$ die Längen der betreffenden Isohypsen, so ist — abgesehen von der Arealveränderung der Isohypsenflächen mit der Höhe — das Volumen einer Form, welche in h_n kulminiert, so daß G_n und Λ_n gleich Null sind:

$$V = G_1 h_1 + \frac{G_0 - G_1}{3} \cdot \frac{\Lambda_0 + 2\Lambda_1}{\Lambda_0 + \Lambda_1} \cdot h_1$$

$$+ G_2 h_2 + \frac{G_1 - G_2}{3} \cdot \frac{\Lambda_1 + 2\Lambda_2}{\Lambda_1 + \Lambda_2} \cdot (h_2 - h_1) + \ldots$$

$$+ G_{n-1} \, . \, h_{n-1} + \frac{G_{n-2} - G_{n-1}}{3} \cdot \frac{\Lambda_{n-2} + 2\Lambda_{n-1}}{\Lambda_{n-2} + \Lambda_{n-1}} \cdot$$

$$\cdot (h_{n-1} - h_{n-2}) + \frac{G_{n-1}}{3} \cdot (h_n - h_{n-1}). \tag{40}$$

Dieser Ausdruck entspricht dem S. 41 für die mittlere Höhe einer Oberfläche gewonnenen (4b), sobald man $V = GH$ setzt.

Zwischen den hier entwickelten Formeln zur Volumberechnung existiert prinzipiell kein Unterschied, sie alle gehen von der Voraussetzung aus, daß in jeder Schicht die Grenzflächen zu einander in bestimmten Beziehungen stehen, entweder einander ähnlich sind, oder samt Zwischenflächen Funktionen ihres gegenseitigen Abstandes sind. Es würde daher die Berechnung eines Volumens nach der Simpsonschen Formel oder bei Auffassung derselben als einer Serie von Kegelstumpfen nicht verschiedene Resultate liefern, wenn die Formen der Erdoberfläche wirklich jene geometrischen Gebilden wären, als die man sie bei der Volumberechnung betrachtet.

Hat man zwei aufeinander befindliche gleich hohe Stumpfe desselben Kegels, so ergibt sich deren Volumen nach (37) zu

$$V = \frac{h}{3}(s_1 + \sqrt{s_1 s_2} + s_3) + \frac{h}{3}(s_2 + \sqrt{s_2 s_3} + s_3)$$
$$= \frac{h}{3}(s_1 + \sqrt{s_1 s_2} + 2 s_2 + \sqrt{s_2 s_3} + s_3).$$

Ist d die Höhe des Kegels über s_2, so ergibt sich

$$\sqrt{s_1 s_2} = \frac{(d+h)}{d} s_2; \qquad \sqrt{s_2 s_3} = \frac{(d-h)}{d} s_2,$$

daher

$$V = \frac{h}{3}(s_1 + 4 s_2 + s_3),$$

also Formel (35).

Ebenso ist gleichgültig, ob zur Volumberechnung Horizontal- oder Vertikalschnitte herangezogen werden. Selbstverständlich aber fällt das Resultat um so genauer aus, je kleiner der Abstand der gewählten Schnittflächen voneinander ist. Da nun die Erhebungen der Erdkruste sich in engen Grenzen halten, so braucht man viel weniger Horizontalschnitte als Profile, um das Volumen genügend genau zu erhalten. Ueberdies vollzieht sich die Aende-

rung der Schnittflächen mit der Erhebung viel regelmäßiger als jene der vertikal stehenden Profilflächen, so daß jene die obigen Voraussetzungen der Kubierung viel besser erfüllen als diese, und daher denselben vorzuziehen sind.

Schätzungen des Volumens bestimmter Formen, z. B. der Meeresräume oder der Landmassen, sind schon im 17. und 18. Jahrhundert vorgenommen worden, indem gewöhnlich das Areal mit einer roh geschätzten mittleren Höhe oder Tiefe multipliziert wurde. Die ersten Versuche, zuverlässigere Werte zu erhalten, nahm A. v. Humboldt [1]) vor, welcher aus der Höhe einzelner Profile auf die ganzer Länder schloß, und welcher einzelne Erhebungen mit geometrischen Körpern, z. B. Prismen, verglich, und darnach ihr Volumen berechnete. Dies ist auch das Verfahren v. Sonklars [2]), sowie dem Wesen nach das jüngst von Ricchieri [3]) angegebene. Die rationelle Kubierungsmethode, welche Techniker schon im vorigen Jahrhundert zur Volumberechnung von Teichen [4]) verwendeten, benutzte für Formen der Erdoberfläche zuerst Kořistka [5]). Die bereits von ihm durchgeführte Auffassung einzelner Schichten als Kegelstumpfe wurde dann von Leicher [6]), die Verwendung der Simpsonschen Formel neuerlich von Elfert [7]) in Vorschlag gebracht. Formel (39) entwickelte Murray [8]); bei seinen Volumberechnungen setzte er jedoch k willkürlich zu $\frac{1}{3}h$, $\frac{1}{4}h$, $\frac{1}{8}h$, was nicht zulässig ist [9]).

---

[1]) De quelques phénomènes physiques et géologiques qu'offrent les Cordillères des Andes et de Quito et la partie occidentale de l'Himalaya. Annal. d. sc. nat. IV. 1825. — Vergl. auch Géogr. des plantes. — Versuch, die mittlere Höhe der Kontinente zu bestimmen. Annal. d. Phys. u. Chemie. LVII. 1842. S. 407.

[2]) Vergl. Allgemeine Orographie. Wien 1873.

[3]) Nuove formole orometriche. Annuario Ist. Cartografico italiano. III. u. IV. Roma 1889. p. 93 (117).

[4]) Lempe, Ueber die Berechnung des Fassungsraumes eines Teiches. Neues Bergmänn. Journ. II. 1797. S. 382.

[5]) Studien über die Methoden und die Benutzung hypsometrischer Arbeiten. Gotha 1858. S. 92.

[6]) Orometrie des Harzgebirges. Diss. Halle 1886.

[7]) Volumetrische Berechnung von Gebirgen mittels des Prismatoids. P. M. 1877. S. 245.

[8]) On the Height of the Land and the Depth of the Ocean. Scott. geogr. Mag. IV. 1888. p. 1 (21).

[9]) Penck, Die Volumberechnung von Höhen und Tiefen der Erdoberfläche. P. M. 1890. S. 154.

7. Flächen- und Streckenmessung. Streckenreduzierung.

Die Bildung fast aller Mittelwerte für morphometrische Aufgaben setzt die Ausmessung bestimmter Areale und Linien voraus. Dieselbe kann in der Natur durch eben jene Operationen ausgeführt werden, die zur Aufnahme von Landkarten dienen; geben daher letztere ein treues Bild der Erdoberfläche, so kann auch auf ihnen selbst die Ausmessung von Arealen und Linien vorgenommen werden.

Die Arealbestimmung auf Landkarten wird dadurch ermöglicht, daß die äquivalenten Projektionen eine genaue Wiedergabe von den Arealen der Erdoberfläche zulassen, und es muß als selbstverständliche Voraussetzung einer Arealmessung auf einer Karte gelten, daß dieselbe nach flächentreuem Entwurfe gezeichnet ist. In solchem Falle ist einfach das auf der Karte dargestellte Areal auszumessen und die erhaltene Anzahl von Flächeneinheiten mit jener Zahl zu multiplizieren, welche angibt, wie viel mal die Karte ein Areal kleiner darstellt, als es in Wirklichkeit ist, also mit dem Quadrat vom reciproken Werte des Maßstabes, um in den angewandten Flächeneinheiten das gewünschte Areal zu erhalten.

Der bei dieser Berechnung anzuwendende Maßstab ist in der Regel nicht der, in welchem die Karte gezeichnet ist. Infolge des Anfeuchtens vor dem Drucke, beim Drucke selbst und nachher infolge von ungleichen Belastungen erfährt das Papier, auf welches die Karten gedruckt werden, ziemlich beträchtliche Verzerrungen, welche überdies nicht selten in verschiedenen Richtungen verschiedene Beträge haben. Um den Einfluß dieser Kontraktion des Papieres zu vermeiden, mißt man außer der zu bestimmenden Fläche auf der Karte auch ein durch bestimmte Meridiane oder Parallele begrenztes Feld aus, welches das zu messende Areal umschließt. Aus dem Verhältnisse der beiden Messungsergebnisse und aus dem Areale des Feldes, welches aus den S. 9 und 10 erwähnten Tabellenwerken entnommen werden kann, ergibt sich die gesuchte Fläche.

Zur Ausmessung von Flächen auf Karten bedient man sich jetzt fast ausschließlich der Planimeter, welche

ermöglichen, durch bloßes Umfahren das Areal einer ebenen Fläche zu bestimmen [1]), während man früher die Flächen mühsam ausquadrierte, indem man sie in geometrisch regelmäßige Figuren zerlegte, oder auch die zu messenden Areale nach ihrem Gewichte bestimmte [2]).

Mit den Planimetern kann man Flächen auf Tausendstel ihres Areales genau bestimmen. Es erhellt hieraus, daß man aus Karten verschiedener Maßstäbe das Areal bis zu einem verschiedenen Grad von Genauigkeit herleiten kann. Die kleinste Fläche, welche noch meßbar ist, ist die Einheit des Planimeters, multipliziert mit dem Quadrate des reciproken Wertes des Kartenmaßstabes. Ist die Einheit, wie z. B. bei den gebräuchlichen Polarplanimetern von Amsler, 0,1 qcm, so ist die kleinste verläßlich meßbare Fläche beim Maßstabe 1:100000 nur 0,1 qkm, bei 1:1000000 jedoch bloß 10 qkm u. s. w. Es ist selbstverständlich, daß die Messungsergebnisse nur bis zu dem Betrage der kleinsten meßbaren Fläche genau sein können; man kann aus Karten in kleinerem Maßstabe als 1:316000 niemals Areale bis auf die Einer von Quadratkilometern genau erhalten. Hieran läßt sich auch durch wiederholte Messungen und durch Mittelbildung von deren Ergebnissen nicht viel ändern. Aus diesem Grunde ist in vielen Fällen der Quadratkilometer eine zu kleine geographische Maßeinheit, jedoch bringt dies insofern keine Nachteile, als man die Areale in Zehnern und Hunderten von Quadratkilometern angeben kann.

Die Ausmessung bestimmter Strecken auf Landkarten bietet aus den mannigfachsten Ursachen große

---

[1]) Vergl. Amsler, Ueber die mechanische Bestimmung des Flächeninhaltes ebener Figuren. Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellsch. Zürich. I. 1856. — Ch. Nehls, Ueber den Amslerschen Polarplanimeter und graphisches Integrieren im allgemeinen. Leipzig 1874. Lorber, Ueber die Genauigkeit der Planimeter. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. XXXI. 1883. S. 22. — H. S. H. Shaw, Mechanical Integrators. Minutes of the Proceed. Inst. Civil Engineers. London. LXXXII. 1885. p. 75.

[2]) E. Gelcich, Zur Geschichte der Arealbestimmung eines Landes. Z. G. f. E. 1886. S. 285.

Schwierigkeiten. Vor allem muß hervorgehoben werden, daß kein Kartenentwurf die auf der Erdoberfläche befindlichen Linien unverzerrt wiedergibt, und daß der Betrag der Verzerrung in verschiedenen Richtungen meist ein verschieden großer ist, wovon man sich leicht vergewissern kann, wenn man auf Karten die Längen der Parallel- und Meridiangrade nachmißt. Ueberdies ändert sich der Betrag der Verzerrung in der Regel mit der Entfernung vom Mittelpunkte oder von der Mittellinie der Karten, und nur in der Nähe der letzteren werden die Linien verhältnismäßig treu wiedergegeben; es dürfen daher streng genommen Ausmessungen von Strecken lediglich in der Nähe der Kartenmitte vorgenommen werden. Um die Länge von Linien der Erdoberfläche kennen zu lernen, braucht man daher als Grundlage ein Kartenwerk von zahlreichen einzelnen Blättern, von denen jedes seinen eigenen Mittelpunkt besitzt. Ein solches Kartenwerk ist zwar vorgeschlagen [1]), aber noch nicht in Angriff genommen, und man ist genötigt, einstweilen oft mit ungenügender Grundlage zu arbeiten. Man kann die daraus entspringenden Fehler dadurch zu eliminieren suchen, daß man für jedwelche einzelne zu messende Strecke den Längenmaßstab der Karte aus den Längen der angrenzenden Meridiane und Parallele herleitet, und jenen Mittelwert verwendet, welcher annähernd der Richtung der Strecke zukommt. Bei Merkatorkarten ist die Verzerrung in allen Richtungen gleich, sie wächst mit der Sekante der geographischen Breite; auf ihnen zerlegt man die zu messende Strecke in kleine Abteilungen von möglichst geringem Breitenunterschiede und bestimmt die Länge derselben nach dem Längenmaßstabe ihres mittleren Parallels.

Eine weitere Schwierigkeit der Längenmessungen auf Karten besteht in der Unzulänglichkeit der Verfahren

---

[1]) Penck, Die Herstellung einer einheitlichen Erdkarte im Maßstabe von 1:1 000 000. C. R. du Vme congrès international des sciences géographiques. Berne 1891. p. 191. — Ueber die Herstellung einer Erdkarte im Maßstabe von 1:1 000 000. Deutsche Geographische Blätter. XV. 1892. S. 165. Bull. Soc. de géogr. Berne. XI. 1892. p. 1. Geographical Journal. I. 1893. p. 253.

zu Längenmessungen unregelmäßig gekrümmter Linien überhaupt. Man besitzt zu diesem Behufe verschiedene Instrumente, welche größtenteils auf dem Prinzipe des Meßrädchens beruhen, d. h. man entnimmt die Länge einer Linie aus der Zahl der Umdrehungen eines über sie hinweggerollten Zahnrädchens. Bei geraden oder wenig gekrümmten Linien liefern diese Instrumente gute Ergebnisse; bei stark gekrümmten, zickzackförmig verlaufenden ist es aber unmöglich, allen Biegungen und Krümmungen der Strecke zu folgen, und es ist das erlangte Resultat in hohem Maße unsicher. Instrumente, welche versuchen, die Länge von Strecken mittels eines Fahrstiftes zu messen, haben bislang nicht befriedigende Resultate geliefert, dies gilt namentlich von E. Fleischhauers Kartometer [1]), dessen Ergebnisse kaum auf 1/10 sicher sind [2]).

Das sicherste Verfahren zur Streckenmessung auf Karten bleibt immer noch das Auszirkeln. Man faßt den ersten Teil der zu messenden Strecke, welcher als geradlinig gelten kann, in den Zirkel und dreht denselben dann um den Eckpunkt der Teilstrecke dermaßen, daß seine andere Spitze genau in die Richtung der zweiten als geradlinig aufzufassenden Teilstrecke zu stehen kommt, worauf man die Oeffnung des Zirkels um jene zweite Teilstrecke erweitert, so daß dieselbe nunmehr den Längen der ersten beiden Teilstrecken entspricht. Hierauf dreht man den Zirkel um den zweiten Eckpunkt der Strecke bis in die Richtung der dritten Teilstrecke, erweitert seine Oeffnung um diese u. s. w. Ein anderes Verfahren besteht darin, daß jene kleinste Entfernung, auf welcher eine zu messende Strecke als geradlinig gelten kann, in den Zirkel nimmt und nunmehr die Strecke abzirkelt, d. h. abmißt, wie oft jene Entfernung in ihr enthalten ist. Das Produkt aus der erhaltenen Zahl und der in den Zirkel genommenen Entfernung liefert die Länge der abgezir-

---

[1]) Vergl. Hammer, Z. f. Instrumentenkunde. IX. 1889. S. 136.

[2]) Siehe auch K. Peucker. C. R. du Vme congrès international des sciences géographiques. Berne 1891. p. 547.

kelten Strecke. Es ist zu beachten, daß man die in den Zirkel genommene Entfernung nur durch Ausmessung eines geradlinig aufgetragenen Multiplums derselben genau erhält.

Die Hauptschwierigkeit beim Ausmessen von Linien auf der Erdoberfläche bereitet aber die Natur der Linien überhaupt. Das Areal einer Fläche wird nicht wesentlich anders ausfallen, wenn man dasselbe durch Umfahren aller Einzelheiten seines Grenzverlaufes oder unter Hinweglassung der unbedeutenden Unregelmäßigkeiten derselben mißt. Letztere sind jedoch für die Länge der Grenze bedeutungsvoll. Hat man eine kreisähnliche Fläche mit äußerst fein gezahntem Rande, so wird man das Areal derselben meist hinreichend genau bestimmen können, indem man, von den Zähnchen absehend, ihren Rand als Kreisperipherie auffaßt; aber wollte man ähnlich bei der Umfangsberechnung verfahren, so würde man den Umfang unter Umständen mehrmals zu klein erhalten. Bei Bestimmung der Länge einer Linie sind alle Einzelheiten in deren Verlauf zu berücksichtigen. Es liegt aber in der Natur aller Karten, selbst der des größten Maßstabes, daß sie den Verlauf der Linien generalisieren müssen; mißt man auf Karten Linien aus, so erhält man meist kürzere Strecken, als in der Natur vorhanden, und zwar um so kürzere, je kleiner der Kartenmaßstab ist. Alle auf Karten gemessene Strecken fallen gegenüber der Natur zu klein aus, ohne daß sich sagen ließe, um welchen Betrag, da sich keine bestimmte Norm für das Generalisieren aufstellen läßt. Es werden daher selbst die Längen von Strecken, welche auf Karten gleichen Maßstabes, aber verschiedener Ausführung gemessen sind, verschieden groß ausfallen, und will man untereinander vergleichbare Längen von Strecken erlangen, so hat man der Messung nicht bloß Karten gleichen Maßstabes, sondern auch gleicher Ausführung zu Grunde zu legen.

Man überzeugt sich leicht vom Gesagten, wenn man den Verlauf bestimmter Linien auf verschiedenen Karten mißt.

Die istrische Küste zwischen Punta Salvore und Kap Promontore hat

auf Petermanns Karte von Europa (Stielers Handatlas)	1 : 15 000 000	eine Länge von	105 km
auf Vogels Uebersichtskarte von Oesterreich-Ungarn (ebenda) . . .	1 : 3 700 000	" " "	132 "
auf Vogels Karte von Oesterreich-Ungarn (ebd.)	1 : 1 500 000	" " "	157,6 "
auf der Uebersichtskarte von Mitteleuropa des k. u. k. militär-geogr. Instituts	1 : 750 000	" " "	199,5 "
auf der Generalkarte der österr.-ungar. Monarchie desselben Instituts . .	1 : 300 000	" " "	190,6 "
auf der Spezialkarte von Oesterreich-Ungarn . .	1 : 75 000	" " "	223,81 "

Die ausgemessenen Strecken verhalten sich also im extremsten Falle wie 1 : 2,13.

Wandert man an der Hand der letzterwähnten ausgezeichneten Karte die Küste entlang, so sieht man noch zahlreiche kleine Vorsprünge, kleine Einsprünge, welche selbst im Maßstabe 1 : 75 000 nicht darstellbar sind. Steht man in der Nähe des Kap Promontore, so sieht man, wie der Spiegel des Meeres in einer äußerst verwickelten Linie abschneidet am stark zerklüfteten, vielfach unterwaschenen Felsen, und man bemerkt, wie die Grenzlinie zwischen Wasser und Land bei jeder Welle eine andre wird. Leicht vergewissert man sich an solchen Orten von der Aussichtslosigkeit, die wirkliche Länge einer der wichtigsten Linien auf der Erdoberfläche jemals zu bestimmen, sowie die Nutzlosigkeit eines solchen Unternehmens. Geographisch bedeutsam sind die zahllosen Zacken der Uferlinie gewiß nicht, und für morphologische Zwecke wird im allgemeinen genügen, als Länge einer Strecke die Ausdehnung derselben anzusehen, welche sie auf einer Spezialkarte besitzt.

Es muß endlich im Auge behalten werden, daß keine der auf der Erdoberfläche vorhandenen Linien wirklich im mathematischen Sinne des Wortes eine Linie ist; im Grunde genommen sind sie alle mehr oder weniger breite Streifen. Das gilt selbst von der schärfsten aller morphologischen Linien, der Grenze von Wasser und Land, welche infolge der Wellen- und Gezeitenbewegung des Meeres sich fortwährend hin- und herschiebt, so daß man eher von einer Küstenzone, als von einer Küstenlinie reden kann. Alle Flüsse der Erdoberfläche, die man

sonst gern als lineare Gebilde bezeichnet, sind thatsächlich langgedehnte Flächen, und die Längen ihrer beiden Ufer sind oft erheblich verschieden. Auch die ein- und ausspringenden Kanten, in welchen die Formelemente der Erdoberfläche zusammenstoßen, die Firste und der Fuß der Gebirge sind in Wirklichkeit abgestumpft und durch schmale Uebergangsflächen ersetzt. Sofern es sich nicht um konventionell festgelegte Linien, wie die politischen Grenzen der Staaten handelt, gibt es in Wirklichkeit auf der Erdoberfläche keine Grenzlinien, sondern nur mehr oder weniger breite Grenzzonen [1]).

Faßt man die Linien der Erdoberfläche als Zonen auf, so ergibt sich die Möglichkeit, konventionelle Ausdrücke für deren Länge zu schaffen. Dividiert man das Areal einer Grenzzone durch deren mittlere Breite, so erhält man deren mittlere Länge. Die Breite einer Grenzzone ist in Wirklichkeit variabel, man kann sie jedoch durch einen konventionellen Wert ersetzen. Konstruiert man nun um alle einzelnen Punkte einer Grenzlinie Kreise mit dem Durchmesser der angenommenen Grenzbreite, und legt an alle diese Kreise Tangentialkurven, so schließen diese die konventionelle Grenzzone ein, die man planimetrisch ausmessen kann. Der Quotient aus der Grenzzone dividiert durch die Grenzbreite ist die reduzierte Grenzlänge, die überdies gleich dem arithmetischen Mittel der beiden Längsseiten der Grenze ist. Wählt man die mittlere Grenzbreite in allen Fällen gleich, setzt sie z. B. gleich 1 km, so erhält man als reduzierte Grenzlängen selbst aus Karten verschiedener Maßstäbe ziemlich übereinstimmende Werte.

Auf die Veränderlichkeit von Streckenlängen auf der Erdoberfläche wiesen W. Precht [2]) und K. Peucker [3]) hin, und

[1]) Eine ähnliche Auffassung der Grenzen hat mittlerweile Ratzel geäußert. Ueber allgemeine Eigenschaften der geographischen Grenzen. Berichte d. königl. sächs. Gesellsch. d. Wissensch. 1892. S. 53.

[2]) Untersuchungen über horizontale Gliederung. Erg.-Heft I zur Zeitschr. f. wissensch. Geographie. 1889. S. 51.

[3]) Mittlerer Böschungswinkel und wirkliche Oberfläche topo-

ersterer schlug bereits eine Reduktion der Strecken vor, welche sich in der Hauptsache mit dem obigen Vorschlage deckt. Eine Darstellung der Methoden, Strecken auszumessen, und der sich dabei ergebenden Schwierigkeiten, gab Rohrbach[1]).

Die Unsicherheit, welche über die Längen von Linien auf der Erdoberfläche herrscht, hat natürlich eine entsprechende Unsicherheit aller Werte zur Folge, welche mittels Längen gewonnen werden, nämlich der mittleren Böschung, der Entwickelung und des Areales der Oberflächen, des Areales des Grenzprofiles, der Grenzentwickelung. Da überdies die Meereshöhen oft bis auf einige Prozente ihres Wertes unsicher sind, so können auch die mittleren Höhen und Volumina im allgemeinen kaum auf einige Prozente genau erhalten werden. Es kann daher in den meisten Fällen bei der Bildung morphologischer Mittelwerte davon abgesehen werden, daß sich die Formen auf der gekrümmten Erdoberfläche befinden, und sie können als auf ebener Basis befindlich angesehen werden.

8. Arten und Größenklassen der Formen.

Indem die Oberflächen der einzelnen Formelemente in Kanten aneinanderstoßen, begrenzen sie Einzelformen, welche je nach der Natur des Winkels, den jene Oberflächen einschließen, in zwei wesentlich voneinander verschiedene Gruppen zerfallen. Alle Abdachungen, welche in einer einspringenden Kante zusammenstoßen, begrenzen hohle Formen, die Abdachungen, welche von einer ausspringenden Kante abfallen, gehören zu den erhabenen Formen. Die Kanten, welche für die einzelnen Formen bezeichnend sind, stellen sich in der Natur nicht bloß als scharf ausgesprochene Linien dar; meist sind sie mehr oder weniger verwischt, und es werden die ausspringenden durch konvex, die einspringenden durch konkav ge-

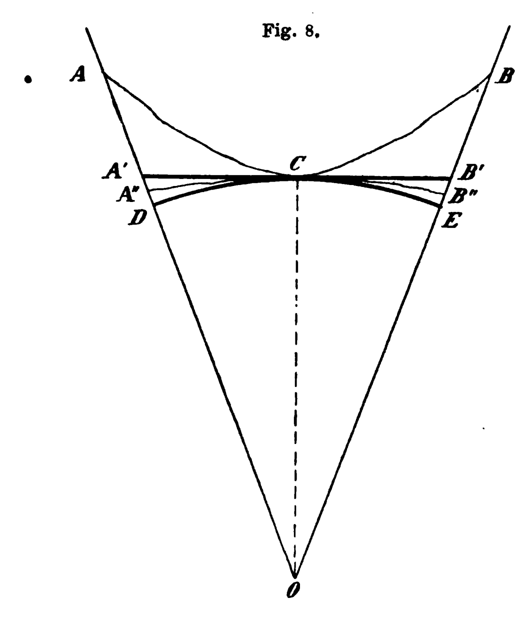
---

graphischer Formen. C. R. Vme congrès international des sciences géographiques. p. 543 (550).

[1]) Zur mathematischen Behandlung geographischer Probleme. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 347.

krümmte Uebergangsflächen vermittelt, die häufig sehr beträchtliche Ausdehnung haben. Dabei ist zu beachten, daß auf dem Erdsphäroide zwei einander zufallende Abdachungen keineswegs immer einen einspringenden Winkel einschließen, oder durch eine konkave Uebergangsfläche miteinander verbunden sind. Es können nur jene Abdachungen miteinander einspringende Winkel bilden, welche über die Ebene des Horizontes ihrer Schnittorte ansteigen.

Fig. 8.



Alle einander zugewandten echt konkaven und wirklich geraden Abdachungen schneiden sich also in einspringenden Winkeln oder werden durch konkave Uebergangsflächen miteinander verbunden; aber nur jene konvexen Abdachungen, die sich am Orte ihres Zusammenstoßens über die in demselben an die Erde gelegte Tangentialebene erheben, begrenzen wirklich hohle Formen.

Zwei gleichmäßig einander entgegenfallende Abdachungen können nur dann hohle Formen begrenzen,

wenn sie im ersten Kilometer von ihrem Schnittpunkte an um mehr als 0,08 m ansteigen. Zwischen zwei Punkten der Erdoberfläche ist nur dann ein einspringender Winkel der Abdachungen möglich, wenn beide Orte über der in einem mitten zwischen ihnen befindlichen Punkte an die Erde gelegten Tangentialebene gelegen sind.

Es erhellt dies aus Fig. 8. Zwischen AB ist ein einspringender Winkel möglich, weil sich beide Punkte über der in C an das Erdsphäroid gelegten Tangentialebene $A'CB'$ befinden, zwischen A'' und B'' ist eine hohle Form, der beide zugleich angehören, unmöglich, da beide unter A' und B' gelegen sind, wiewohl beide um $A''D$ und $B''E$ über dem Niveau von C liegen und von ihnen nach C Gefällslinien gezogen werden können. $A'D$ und $B'E$ sind die Höhen über D und E, über welchen die Orte sich befinden, zwischen denen konkave Formen möglich sind. Im rechtwinkligen Dreiecke $A'CO$ ist aber

$$A'C^2 + OC^2 = A'O^2,$$

und wenn d die dem Bogen DC sehr nahe kommende (vergl. S. 29) Strecke $A'C$, h den Höhenunterschied von A' und C, r den Erdradius bedeutet, so ist

$$d^2 = (r+h)^2 - r^2$$

und, da h^2 gegenüber $2rh$ sehr klein ist,

$$d = \sqrt{2rh}. \tag{41}$$

Das ist der bereits oben (S. 28) gewonnene Ausdruck für die Weite des Gesichtsfeldes von A'. Es sind Hohlformen nur zwischen zwei Orten, deren Gesichtsfelder aufeinander übergreifen, möglich. Zwei weiter entfernte Orte können nie zu derselben Hohlform gehören, wenn auch die von beiden ausgehenden Abdachungen gegen einander fallen. Zwischen solche zugewandte Abdachungen schaltet sich eine konvexe Uebergangsfläche ein, die sich nur wenig von der Horizontalebene entfernt. Liegt die Mitte einer solchen konvexen Uebergangsfläche tiefer als ihre gesamte Umgebung, so soll die Fläche Hohlebene genannt werden. Sei d der mittlere Radius einer solchen Hohlebene und h die Höhe von deren Rand über ihrer Mitte, so ergibt sich deren Minimalareal aus (41) zu

$$A_{\min} = d^2\pi = 2r\pi h.$$

Alle Abdachungen, welche sich nach einem in ihrer Mitte befindlichen Punkte senken, bilden eine Hohlebene,

sobald ihr Areal größer ist als das Produkt aus dem Erdumfang ($2r\pi$) und der relativen Höhe der Umgrenzung der Abdachungen über deren tiefstem Punkte.

Das Auftreten von hohlen Formen setzt verhältnismäßig steile Abdachungen voraus, die bei dem geringen Ausmaße der Höhenunterschiede auf der Erdkruste nur von unbedeutender Erstreckung sein können, und die, wenn sie auf größeren Flächen auftreten, sich sowohl in einspringenden als auch in ausspringenden Kanten schneiden müssen. So zieht das Vorhandensein hohler Formen jenes der erhabenen Formen unbedingt nach sich. Erhabene und hohle Formen treten stets gesellig auf, und die Landschaften sind jene Teile der Erdoberfläche, an welchen eine solche Vergesellschaftung auftritt. Sind die hohlen Formen stets von unbedeutender Ausdehnung, so setzen die konvexen Uebergangsflächen sehr sanft ansteigende, und daher ausgedehnte Abdachungen voraus, sie sind daher bezeichnend für große Formen. Das Vorhandensein von zugewandten Abdachungen, die sich entweder in einspringenden Kanten schneiden oder durch konvexe Uebergangsflächen verbunden sind, ermöglicht zwischen zwei Größenkategorien der Formen der Erdoberfläche zu unterscheiden, welche längst als kleine und große Formen voneinander getrennt werden, und die hier als Einzelformen und Räume auseinander gehalten werden sollen.

Jede Einzelform, jede Landschaft und jeder Raum der Erdoberfläche kann in derselben Weise wie das einzelne Formelement morphometrisch charakterisiert werden. Der Oberflächencharakter größerer zusammengesetzter Flächen wird außerdem noch als eben oder uneben bezeichnet, und zwar heißen jene Oberflächen eben, denen anschauliche Höhenunterschiede fehlen, während das Vorhandensein solcher die Unebenheit der Oberflächen bedingt. Die Größe des Höhenunterschiedes auf einem bestimmten Areale gewährt sohin ein Maß für die Ebenheit oder Unebenheit ausgedehnter Striche, und es soll als mittlerer Höhenunterschied eines Gebietes das Mittel aus den größten Höhenunterschieden verstanden werden,

welche sich auf aneinander angrenzenden Flächen von je 100 qkm Areal finden. Analog soll als **mittlerer Höhenunterschied einer Strecke** das Mittel aus den Höhenunterschieden auf den einzelnen, je 10 km messenden Abschnitten der Strecke verstanden werden.

Die Einführung eines Maßes für die Unebenheit kann nur unter der Voraussetzung geschehen, daß demselben der Höhenunterschied auf bestimmten Längen- oder Flächeneinheiten zu Grunde gelegt wird; denn die Angaben bloßer relativer Höhen genügen nicht zur Veranschaulichung der Größe von Unebenheiten, da sich mit dem Begriffe der relativen Höhe nicht jener der Entfernung der beiden Punkte verknüpft, deren Höhenunterschied angegeben wird. Selbstverständlich ist beim Vorherrschen von Abdachungen auf der Erdoberfläche der Höhenunterschied zweier Orte um so beträchtlicher, je weiter dieselben voneinander gelegen sind. Die bei dem vorgeschlagenen, rein konventionellen Maße für die Unebenheit verwerteten Flächen sind als Quadrate zu denken, so daß man behufs Bestimmung des mittleren Höhenunterschiedes sich eine Fläche in Quadrate von 10 km Seitenlänge zerlegt. Sind h_1 und h_1', h_2 und h_2', ... h_n und h'_n die höchsten und tiefsten Punkte auf allen diesen Quadraten, so ist der mittlere Höhenunterschied

$$HU = \frac{(h_1 - h'_1) + (h_2 - h'_2) + \ldots - (h_n - h'_n)}{n} \tag{42}$$

Denkt man sich ein jedes der zu Grunde gelegten Quadrate gleichmäßig ansteigend, so ist die mittlere Höhe eines jeden gleich dem Mittel als seinem höchsten und tiefsten Punkte, und es ist die mittlere Höhe H aller Quadrate nach (7)

$$H = \frac{(h_1 + h'_1) + (h_2 + h'_2) + \ldots + (h_n + h'_n)}{2n}.$$

Daraus ergibt sich

$$H + \frac{HU}{2} = \frac{h_1 + h_2 + \ldots + h_n}{n} \tag{43}$$

und

$$H - \frac{HU}{2} = \frac{h'_1 + h'_2 + \ldots + h'_n}{n} \tag{44}$$

Es ist also das Mittel der höchsten Punkte einer solchen Oberfläche gleich der mittleren Höhe dieser Oberfläche vermehrt um ihren halben mittleren Höhenunterschied, und es ist das Mittel der tiefsten Punkte einer derartigen Oberfläche gleich der Differenz der genannten Werte. Nennt man das Mittel aller höchsten Punkte einer

Fläche deren mittlere Firsthöhe, und das Mittel aus ihren tiefsten Punkten mittlere Sockelhöhe, so ist die halbe Summe von mittlerer First- und Sockelhöhe gleich der mittleren Höhe, die Differenz beider gleich dem mittleren Höhenunterschiede der Oberfläche. Diese beiden Sätze gelten erfahrungsgemäß ziemlich annähernd für beliebige Teile der Erdoberfläche. Bemerkt sei, daß nach (41) eine Hohlebene in ihrer Mitte keinen größeren Höhenunterschied als 2,5 m haben kann.

Auf die konvexen Uebergangsflächen zwischen zugewendeten Abdachungen hat Élie de Beaumont[1]) zu wiederholten Malen Gewicht gelegt.

Ein Maß für die Unebenheit der Erdoberfläche stellte Hult[2]) auf, indem er dafür den Neigungswinkel jener Kalotte nahm, welche das Land bei den gegebenen horizontalen Entfernungen und Höhen bilden würde. Er ermittelte auch die höchsten Punkte innerhalb von 1′ Trapezen.

Die Notwendigkeit, die Formen der Erdoberfläche nach ihren Maßen zu charakterisieren, stellte sich erst heraus, nachdem ein allgemeiner Ueberblick über die Erdoberfläche erlangt worden war, und die einzelnen Teile derselben untereinander verglichen werden konnten. A. v. Humboldt[3]) bürgerte die mittlere Höhe als geographischen Begriff ein; Karl Ritter[4]) hielt die Veranschaulichung räumlicher Verhältnisse durch Form und Zahl für notwendig bei einer mehr wissenschaftlichen Behandlung der Erdkunde. Eine streng geometrische Auffassung der Formen begründete aber erst Karl Kořistka[5]), welcher die Volumberechnung und Ausmittelung der mittleren Höhen auf exakte Grundlagen stellte und auch den Neigungswinkel der Oberfläche würdigte. Ohne von diesen Fortschritten Kenntnis zu nehmen, bildete Karl v. Sonklar[6]) die Lehre von der Berechnung einzelner Formen, nämlich des Gebirges, auf mangelhafterer Grundlage zu einer eigenen Disziplin,

---

[1]) Explication de la carte géolog. de la France. II. 1848. p. 614. Système des montagnes. p. 1304.

[2]) Lojobäckenets Bildning. Bidrag till Kännedomen af Finlands Natur och Folk. XLV. 1887. p. 14 u. 64.

[3]) An den S. 81 angeführten Orten.

[4]) Vergl. Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Geographie und Abhandlungen zur Begründung einer mehr wissenschaftlichen Behandlung der Erdkunde. Berlin 1852. S. 129.

[5]) Studien über die Methoden und die Benutzung hypsometrischer Arbeiten. Gotha 1855.

[6]) Allgemeine Orographie. Wien 1873. S. 175.

der Orometrie, aus. Finsterwalder[1]) gewann durch seine Untersuchungen über die topographische Fläche die sichere Basis für derlei Studien zurück. Kořistka[2]) war es auch, welcher eine Terminologie des Terrains auf geometrischer Grundlage aufstellte; er unterschied Flächenelemente, Terrainglieder und Terraingebiet, welche den Formelementen, Einzelformen und Landschaften der vorangegangenen Einteilung entsprechen, die unabhängig von Kořistkas Arbeiten entstand.

Kapitel III.

Das Verhältnis von Wasser und Land.

1. Die Größe der Wasser- und Landflächen.

Die tiefer gelegenen Partieen der starren Erdkruste sind nahezu bis zum gleichen Niveau mit Wasser erfüllt und heben sich dadurch als Meeresräume scharf von den Landmassen ab. Zwischen diesen beiden Teilen der Kruste waltet ein namhafter Gegensatz in Bezug auf die Einzelgestaltung ob; ferner verhalten sie sich in Bezug auf ihre thermalen Eigenschaften sowie namentlich hinsichtlich ihrer Bewohnbarkeit sehr verschieden. Es werden daher auch kurzhin Wasser- und Landflächen getrennt, deren Grenze nichts anderes als eine bestimmte Niveaulinie der Erde ist.

Die Wasserflächen walten vor den Landflächen vor. Wird von den 16,4 Millionen Quadratkilometern in der Umgebung des Südpols und den 4,8 Millionen Quadratkilometern der Nordpolarregion, welche bis heute unerforscht sind, abgesehen, so beläuft sich das Areal der bekannten Erdoberfläche auf 488,75 Millionen Quadratkilometer. Hiervon entfallen nach den neuesten Zusam-

---

[1]) Ueber den mittleren Böschungswinkel und das wahre Areal einer topographischen Fläche. Sitzungsber. d. k. Akademie München. XX. 1890.

[2]) A. a. O. S. 105.

menstellungen von H. Wagner und A. Supan[1]) 135,44 Millionen Quadratkilometer (27,7 %) auf das Land, so daß auf die bekannte Wasserfläche 353,31 Millionen Quadratkilometer (72,3 %) kommen. Das Verhältnis von Wasser zu Land stellt sich sohin auf der bekannten Erdoberfläche zu 2,609 dar. Je nachdem man nun die unbekannte Fläche zum Wasser oder zum Lande rechnet, erhält man für das Verhältnis beider 2,765 oder 2,256, und der allgemeine Ausdruck für dasselbe ist $2{,}609^{+0{,}155}_{-0{,}347}$, während der wahrscheinliche Wert mutmaßlich nicht weit von 2,54 liegt.

Die Drift von Ueberresten der Jeanetteexpedition aus der Gegend der neusibirischen Inseln bis zur Ostküste Grönlands macht wohl zweifellos, daß zwischen Spitzbergen und Kaiser Franz Josephsland einerseits und Grönland andererseits keine großen Landmassen vorhanden sind, wie denn auch die neueren amerikanischen Forschungen klarlegten, daß sich weder Grönland noch Grantland weiter polwärts erstrecken. Man wird daher in der Nordpolarregion schwerlich noch die Entdeckung ausgedehnter Länder gewärtigen können, und das hier unerforschte Areal von 4,8 Millionen Quadratkilometern dürfte größtenteils der Wasserfläche angehören. Dagegen deuten die großen Eisberge der antarktischen Region auf das Vorhandensein eines großen gletscherbedeckten Landes, dessen Existenz überdies durch Urgebirgstrümmer erwiesen wird, welche, sichtlich durch jene Eisberge verfrachtet, den Boden der südlichsten Meere bedecken und auch im Magen erlegter antarktischer Vögel angetroffen wurden. John Murray[2])

[1]) Die Bevölkerung der Erde. VIII. 1891. S. XI. E. H. 101. P. M. Die Landfläche wird hier zu 135 490 765 qkm angegeben, es werden davon 11 750 qkm in Abzug gebracht, um welche nach den Entdeckungen Pearys Grönland zu reduzieren ist, sowie 37 605 qkm für das Asowsche Meer, das von Wagner zu Rußland gerechnet ist.

[2]) John Murray, The exploration of the Antarctic Regions. Scott. geogr. Magaz. II. 1886. p. 527—543. Weiteres vergl. G. Neumayer, Verhandlungen des VII. Deutsch. Geographentages 1887. S. 112. — A. Silva White, Die antarktischen Regionen. Globus. LIV. 1888. Nr. 7. 8.

schreibt dem gemutmaßten antarktischen Kontinent 9000000 qkm zu. In der That würde bereits Wilkesland, wenn es sich bis in die Breiten von Victorialand erstreckte, rund 2000000 qkm decken; wird ferner berücksichtigt, daß auf die insulare Natur von Enderbyland lediglich nach den unzuverläßlichen[1]) Berichten von Morrell geschlossen worden ist, während jene von Grahamland und Alexandraland überhaupt heute nicht begründbar erscheint, so spricht nichts gegen die Auffassung jener Länder als Küstensaum eines größeren Landkomplexes, der mindestens 8,4 Millionen Quadratkilometer in der unbekannten Antarktis einnehmen würde. Die gesamte Landfläche würde nach diesen Erwägungen auf 143,8, die Meeresfläche auf 366,1 Millionen Quadratkilometer zu veranschlagen sein. Das hieraus hervorgehende Verhältnis von Wasser zu Land ist 2,54.

Ist für eine genauere Fixierung des Verhältnisses von Wasser zu Land in erster Linie die Ausdehnung der Polarforschung erforderlich, so kommt für dasselbe auch die Steigerung in der Genauigkeit der Arealbestimmungen einzelner Länder sehr in Betracht. Die bekannte Landfläche wurde 1882 noch zu 136,04 Millionen Quadratkilometer, also um 600000 qkm größer als gegenwärtig veranschlagt[2]) und darnach das Verhältnis der bekannten Wasser- und Landflächen zu 2,58[3]) berechnet; wesentlich infolge der Neuausmessung des Flächeninhaltes von Asien durch Trognitz[4]) ist letzterer Wert nunmehr auf 2,61 erhöht. Ebenso wird jenes Verhältnis noch durch die fortschreitende Küstenaufnahme modifiziert werden. Dieselbe[5]) ist nur in Europa abgeschlossen; aber die portugiesische Landesaufnahme verschob den Küstensaum Portugals im Mittel 7—10 km gegenüber den Seekarten[6]), wodurch natürlich ein ganz anderer Flächenraum des Landes sich ergibt. Von Afrika ist nur

---

[1]) Vergl. G. Neumayer, Verhdlgn. d. V. Deutsch. Geographentages 1885. S. 182.

[2]) Behm und Wagner, Die Bevölkerung der Erde. VII. 1882. S. VII. E. H. 69. P. M.

[3]) Penck, Das Verhältnis des Land- und Wasserareales auf der Erdoberfläche. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1886. S. 193 (197).

[4]) Wagner und Supan, Die Bevölkerung der Erde. VIII. E. H. 101. P. M. 1891. S. 54.

[5]) v. Boguslawski, Ozeanographie. I. Stuttgart 1884. S. 41, 42.

[6]) Vergl. Vogels Karte in P. M. 1871. Tafel 17.

die Nordküste aufgenommen. West- und Ostküste sind nur streckenweise bekannt. Asiens Süd- und Ostküsten sind zum Teile sehr genau vermessen, während die ganze Nordküste des Kontinentes nur annähernd richtig gezeichnet werden kann. Brachte doch allein die Vegaexpedition für Nordasien ganz neue Konturen, welche von den früher bekannten sich im Mittel um 50 km entfernen [1]). Amerika ist verhältnismäßig genau bekannt, obwohl noch manche Küstenstrecken Südamerikas eingehenderer Vermessungen bedürfen. Die Nordküste jedoch, gleich der Asiens, ist nur in den großen Zügen ihres Verlaufes festgestellt worden, die Aufnahmen von Boas [2]) bewirkten eine beträchtliche Verschiebung im Verlaufe der Küstenzeichnung an der Davisstraße gegenüber älteren Karten. Von Australiens Küstenlinie erübrigen nur noch geringe Strecken einer genauen Vermessung. Nach alledem kann wohl gesagt werden, daß höchstens $^3/_4$ der gesamten, etwa 260 000 km betragenden Küstenlänge der Festländer mit Sicherheit bekannt ist, also rund 200 000 km, während 60 000 km noch der näheren Erforschung harren [3]), bei deren Ausführung sich noch Arealsveränderungen von etwa 100 000 qkm ergeben können.

Eine unbedeutende Ungenauigkeit des Verhältnisses von Wasser zu Land ergibt sich daraus, daß die Seekarten, welche fast ausschließlich die Grundlage der Kenntnis des Küstenverlaufes bilden, meist nur auf astronomischen Ortsbestimmungen beruhen. Wenn nun auch im großen und ganzen eine Kompensation zwischen der oberflächlichen und inneren Massenverteilung der Kruste stattfindet, so werden doch an allen Küsten Lotablenkungen nach dem Lande hin stattfinden, und die aus astronomischen Positionsbestimmungen hergeleiteten Werte für den Durchmesser der Länder müssen stets größer ausfallen, als die wirklichen auf geodätischem Wege bestimmbaren. Hiernach ergeben sich die Areale der Länder nach bloßen Küstenaufnahmen im allgemeinen zu groß und das daraus hergeleitete Verhältnis von Wasser und Land zu klein. Der Betrag, um den es sich handelt, ist so unbedeutend, daß er nur die dritte Dezimale der Verhältniszahl beeinflußt.

Sei nämlich die Lotablenkung rings um die Landmassen durchschnittlich eine halbe Minute, so erscheinen die Kontinente um einen 0,9 km breiten Ring zu groß. Betrachtet man sie der Einfachheit halber als Kalotten, so ergibt sich für das Areal dieses Ringes höchstens 75 000 qkm, womit die Größe des durch die Lotablenkungen bewirkten scheinbaren Arealgewinnes wohl überschätzt wird. Nur minimal ist auch der Einfluß der bei den Arealsberechnungen zu Grunde gelegten Dimensionen des Erdsphäroides

---

1) P. M. 1879. Taf. 2.

2) Boas, Karte von Cumberland Sund und Davisstraße. Verhandlgn. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1885.

3) Temple, Hydrogeography, Past and Present. Rep. Brit. Assoc. 1879, p. 229.

auf die Größe des Verhältnisses von Wasser und Land. Derselbe ergibt sich daraus, daß der Flächeninhalt der einzelnen Zonen nach den verschiedenen Normalsphäroiden nicht übereinstimmt.

Da jedoch das Land von allen entsprechenden Zonen nördlicher und südlicher Breite zusammengenommen nahezu denselben Prozentsatz einnimmt, so werden sich nach den verschiedenen Normalsphäroiden nahezu dieselben Werte für die Verteilung von Wasser und Land herausstellen.

Die Frage nach dem Verhältnisse von Wasser zu Land ist Gegenstand der Erörterung, seitdem die Kugelgestalt der Erde erwiesen worden ist, und man sich nicht mehr die begrenzte Erdscheibe auf einem unendlichen Ozeane schwimmend vorstellte. Wisotzki[1]) hat einen großen Teil der einschlägigen Litteratur in seiner Dissertation zusammengestellt. Er zeigt, wie zu Beginn der neuen Zeit im allgemeinen die Vorstellung herrschte, daß die Landfläche auf der Erde überwiege, welche irrige Annahme bekanntlich für die Entdeckung Amerikas bedeutungsvoll wurde. Noch 1661 rechnete Riccioli[2]) ein Verhältnis von Wasser zu Land wie 250 : 400 heraus, indem er alles Unbekannte zum Lande schlug, und 1772 äußerte selbst Buache[3]), daß man so viel Land noch entdecken werde, bis sich die Landoberfläche größer als die Wasseroberfläche darstelle. Andere Geographen, unter ihnen Gerhard Mercator und Varenius[4]), nahmen Flächengleichheit zwischen Wasser und Land an, und ziemlich spät erst fand die bereits von Plinius[5]) geahnte Thatsache, daß die Wasserfläche vorherrscht, Vertreter. Es zeigten 1681 Sir Jonas Moore, 1693 Halley und 1740 Long, daß die bekannte Wasserfläche größer als die des Landes ist. Aber erst nach Cooks Entdeckungsfahrten, welche die terra australis so bedeutend einengten, fand die richtige Erkenntnis Eingang.

Der Erste, welcher auf Grund der Cookschen Fahrten das Verhältnis von Wasser und Land auf der Erdoberfläche abschätzte und überhaupt zum erstenmal die Frage ausführlicher untersuchte, war E. A. W. Zimmermann, der Begründer der Zoo- und Anthropogeographie. Dieser hervorragende Geograph stellte die Ergebnisse der Ausmessungen der Erdoberfläche zusammen, welche

---

[1]) Die Verteilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche. Ein Beitrag zur Geschichte der Erdkunde. Diss. Königsberg 1879.

[2]) Geographiae et Hydrographiae reformatae libri XII. Bononiae 1661. Cap. VII.

[3]) Géographie élémentaire. Paris 1772. vol. I. p. 71.

[4]) Geographia generalis. Amstelodami. Cap. XVIII. Praep. 1.

[5]) Vergl. Forbiger, Handbuch der alten Geographie. Leipzig 1842. I. S. 558.

von Th. Templeman[1]), Bergman[2]), einem Wiener Geographen[3]) und Guthrie[4]) ausgeführt worden waren, und schätzte darauf Ozeanien, sowie die größeren Inseln. Bergmans Bestimmungen der Flächeninhalte von Europa, Asien, Amerika und Afrika zu Grunde legend, findet er ein Verhältnis des Wassers zum Lande von 2,8, nach der Wiener Berechnung hingegen zu 2,6. Das Mittel aus beiden Ergebnissen, 2,7, bezeichnet er sodann als wahrscheinlichsten Wert[5]), und derselbe ist alsbald in verschiedene Lehrbücher der physischen Geographie übergegangen, wie z. B. auch in das ausgezeichnete von Mitterpacher[6]). Bald darauf ermittelte Joh. Elert Bode[7]) auf Grund der Templemanschen Messungen und nach einer Schätzung des Areals von Australien unter Hinweglassung der damals unbekannten Areale (11% der Erdoberfläche) das Verhältnis von Wasser zu Land zu 3, welches auch von Becchetti[8]) gefunden war. Bodes Zahlen wurden oft wiederholt, so auch von E. Schmidt in abgerundeter Form mit dem Bemerken, daß sie um mehrere Tausend Quadratmeilen falsch sein könnten. Er schlägt das Areal für die unbekannten Gebiete zum Lande und leitet ein Verhältnis von dessen Fläche zur Meeresfläche von 1 : 2 her[9]). Zuvor hatte schon Malte Brun[10]) gezeigt, daß 0,419 der Nordhemisphäre und 0,129 der Südhemisphäre Land seien, wonach sich ein Verhältnis des Wassers zum Lande wie 2,8 ergibt, und Thomas Young[11]) hatte ein Verhältnis von Wasser zu Land von 3,4 gefunden. 1838 bestimmte Rigaud[12]) dasselbe genauer zu 2,76, welche Zahl von A. v. Humboldt und

---

[1]) A new Surview of the Globe or an accurate Mensuration of all the Empires, Kingdoms etc. London. 4° (o. J., wahrscheinlich 1725—30).

[2]) Physische Erdbeschreibung. 2. Aufl., deutsch von Röhl. Greifswald 1780. S. 19—21.

[3]) Geographische Ausmessung aller Länder. Wien 1781. 8°.

[4]) New System of modern Geography. London 1782. 4°. p. 23.

[5]) Geographische Geschichte des Menschen. Leipzig 1783. III. S. 96.

[6]) Physikalische Erdbeschreibung. Wien 1789.

[7]) Anleitung zur allgemeinen Kenntnis der Erdkugel. Berlin 1786.

[8]) Teoria generale della terra. Roma 1782. X.

[9]) Lehrb. d. math. u. phys. Geographie. Göttingen 1830. 2. Teil. S. 23.

[10]) Précis de géographie universelle. II. p. 166.

[11]) A course of lectures on natural philosophy. London 1807. p. 568.

[12]) On the relative quantities of land and water on the surface of the terraqueous globe. Transact. Cambr. Philos. Soc. vol. VI. 1838. p. 289—300.

K. Ritter angenommen wurde, und 1853 fand Engelhardt[1]) den Wert zu 2,827. Auf Grund genauer Arealbestimmungen der einzelnen Länder leitete Herm. Wagner das Verhältnis zu 2,765 her[2]), während Krümmel[3]) nach Ausmessung der Meeresräume dasselbe zu 2,75 angab. Alle zuletzt genannten Autoren schlugen, was nicht zulässig, alles Unbekannte zur Wasserfläche.

In den einzelnen Zonen der Erde ist die Verteilung von Wasser und Land sehr verschieden. Auf der Nordhemisphäre ist das Land viel reichlicher entfaltet (Wasser zu Land gleich 1,47) als auf der Südhemisphäre (Wasser zu Land gleich 5,94); relativ wiegt es zwischen 40° und 70° N. entschieden vor dem Wasser vor, darauf nimmt sein Anteil an jeder Zone ab, bis es unter 60° S. gänzlich verschwindet. Südlich dieses Parallels entwickeln sich dann die antarktischen Länder von unbekannter Ausdehnung. Die Abnahme in der Entwickelung des Landes von Nord nach Süd ist eine derart regelmäßige, daß in den entsprechenden Zonen der beiden Hemisphären zusammengenommen sich jeweils nahezu derselbe Prozentsatz von Land findet.

Die zonale Anordnung von Wasser und Land ist namentlich für allgemein klimatologische Verhältnisse bedeutungsvoll und wurde zunächst von Meteorologen untersucht. J. D. Forbes[4]) und Dove[5]) maßen das Verhältnis beider auf bestimmten Parallelen aus; ihre Ergebnisse weichen, wie Spitaler[6]) bemerkt, gelegentlich voneinander erheblich ab und stimmen mit Zahlen, die John Lubbock[7]) mitteilte, nur wenig überein, weswegen eine neue Ausmessung unternommen wurde[8]), welche von einer solchen durch

---

[1]) Der Flächenraum der einzelnen Staaten in Europa und der übrigen Länder der Erde. Berlin 1853.

[2]) Guthes Lehrbuch der Geographie. 1877. S. 28.

[3]) Morphologie der Meeresräume. S. 101.

[4]) Inquiries about Terrestial Temperature. Transact. Royal. Soc. Edinb. XXII. p. 75.

[5]) Ueber die Verhältnisse des Festen und Flüssigen auf der Erdoberfläche. Z. f. E. N. F. XII. 1862. S. 111.

[6]) Die Wärmeverteilung auf der Erdoberfläche. Denkschr. d. math.-naturw. Klasse d. k. Akademie Wien. LI. 1885. S. 6. d. Sep.-Abdr.

[7]) On the southern Tendency of Peninsulas. The Nature. XV. 1877. p. 273.

[8]) Mitgeteilt von Heiderich. Am unten angeführten O. S. 81.

v. Tillo[1]) und durch Heiderichs[2]) eingehende Untersuchungen überholt worden ist. Nach letzterem gestaltet sich das Verhältnis von Wasser und Land auf den einzelnen Parallelen wie folgt:

Parallel	Land		Meer	
	in %	in km	in %	in km
80° N.	21,9	1530	78,1	5450
75	28,3	2940	71,7	7440
70	54,6	7500	45,4	6240
65	76,9	13060	23,1	3920
60	60,8	12190	39,2	7850
55	56,1	12870	43,9	10050
50	56,2	14510	43,8	11290
45	53,1	15070	46,9	13310
40	46,2	14180	53,8	16540
35	42,9	14110	57,1	18790
30	43,3	15030	56,7	19650
25	37,1	13500	62,9	22860
20	32,6	12290	67,4	25390
15	25,9	10020	74,1	28680
10	24,2	9570	75,8	29910
5	23,0	9200	77,0	30700
0	21,7	8670	78,3	31350
5° S.	23,7	9470	76,3	30420
10	20,5	8090	79,5	31390
15	22,8	8800	77,2	29880
20	23,7	8930	76,3	28710
25	23,2	8440	76,8	27920
30	20,3	7040	79,7	27640
35	8,9	2920	91,1	29980
40	3,9	1200	96,1	29500
45	3,4	980	96,6	27400
50	1,7	450	98,3	25350
55	1,1	250	98,9	22670
60	0,0	0	100,0	20040
65	1,2	200	98,8	16780
70	18,1 (?)	2490	81,9 (?)	11250
75	?	—	?	—

[1]) Die mittlere Höhe der Kontinente und die mittlere Tiefe der Ozeane der nördlichen und südlichen Hemisphäre und die Abhängigkeit der mittleren Höhe des Landes und der mittleren Tiefe des Meeres von der geographischen Breite. Istwestjia d. k. russisch. geogr. Gesellsch. XXV. 1889. p. 113.

[2]) Die mittleren Erhebungsverhältnisse der Erdoberfläche. Geogr. Abh. Wien. V. 1. Heft. 1891. S. 69. (81).

Heiderich hat aus den vorangehenden Zahlen mittels der Simpsonschen Formel die Wasser- und Landflächen der einzelnen Zonen von 10° zu 10° hergeleitet, während v. Tillo dieselben auf der kleinen Planiglobenkarte von Bartholomew ausmaß.

Heiderichs Ergebnisse lauten:

Zone	Land		Meer	
zwischen	qkm	%	qkm	%
80—70° N.	3766940	32,7	7709700	67,3
70—60	13364610	71,5	5531250	28,5
60—50	14600410	57,0	11007590	43,0
50—40	16475280	52,2	15042690	47,8
40—30	15836690	43,5	20588630	56,5
30—20	14998530	37,3	25207850	62,7
20—10	11406990	26,7	31351680	73,3
10— 0	10143860	23,0	33925940	77,0
70° N. — 0° S.	96826370	40,4	142655630	59,6
0—10	10070140	22,8	33992300	77,2
10—20	9628420	22,5	33136670	77,5
20—30	9183830	22,8	31018350	77,2
30—40	3685060	10,1	32738400	89,2
40 - 50	1031560	3,3	30456160	96,7
50—60	268980	1,0	25240990	99,0
60—70	611290	3,2	18282960	96,8
0—70° S.	34479280	14,4	204865830	85,6
70° N.— 70° S.	131305650	27,4	347521460	72,6
80° N.—70° S.	135072590	27,5	355231160	72,5

Hiernach findet sich als mittlerer Prozentanteil des Landes an den entsprechenden Zonen nördlicher und südlicher Breite

0°–10°	10°–20°	20°–30°	30°–40°	40°–50°	50°–60°	60°–70°
22,9 %	24,6 %	30,0 %	26,8 %	27,7 %	29,0 %	37,3 %

Es findet sich also in allen entsprechenden Zonen annähernd dasselbe Verhältnis von Wasser zu Land (2,7—3,4), wie auf der Erdoberfläche, was Dove zunächst für die einzelnen Parallelen erwies.

2. Die Gliederung der Wasser- und Landflächen.

a) Kontinentalblock und Ozean.

Zwischen den Wasser- und Landflächen der Erde waltet der große Unterschied ob, daß die ersteren zusammenhängend, die letzteren isoliert sind. Alles Land tritt inselförmig auf. Die zweifellos sehr große Zahl dieser Inseln läßt sich noch nicht feststellen; aber die große Mehrheit der letzteren ist klein, und wird von dem in seiner Ausdehnung noch unbekannten Südpolarlande abgesehen, so gibt es nur 21 Inseln von über 100 000 qkm Flächeninhalt. (Vergl. die Aufzählung S. 121.) Auf diese 21 Inseln entfallen nicht weniger als 97,7 % allen bekannten Landes, und unter ihnen fallen wiederum zwei durch ihre Größe besonders auf, die alte Welt mit 59,1 %, die neue Welt mit 27,9 % des gesamten Landes. Weiter fällt Australien mit 5,6 % des Landes noch schwer ins Gewicht, so daß auf die drei größten Inseln nicht weniger als 92,6 % des Landes kommen. Man hebt diese drei größten Inseln gewöhnlich als Festländer oder Kontinente vor den übrigen, weit kleineren Inseln hervor.

Die Unterscheidung hat ihren Ursprung im Mittelmeerbecken, welches von den zusammenhängenden Ländern Europas, Asiens und Afrikas umgürtet wird und in seiner Mitte mehrere insulare Länder birgt. F. G. Hahn hat die Versuche, tiefergreifende Verschiedenheiten zwischen Kontinenten und Inseln aufzustellen, besprochen[1]), welche von klimatischen oder kulturgeographischen Gesichtspunkten ausgehen, also nicht auf morphologischer Basis beruhen. Von denselben verdienen die Darlegungen von A. R. Wallace[2]) besondere Beachtung. E. A. W. Zimmermann[3]) und Reuschle[4]) führten die Trennung lediglich nach der Größe durch und nannten die Inseln von über 100 000 deutschen Quadratmeilen (rund 5 500 000 qkm) Flächeninhalt Kontinente. Für Inseln und Festländer schuf Precht[5]) eine neue gemeinsame Benennung: Einland. Der Sprachgebrauch verwendet die Wörter Insel und Festland

---

[1]) Inselstudien. Leipzig 1883. S. 23.
[2]) Island Life. London 1880. p. 233—237.
[3]) Specimen zoologiae geographicae. Lugd. Bat. 1777. S. 623.
[4]) Handbuch der Geographie. Stuttgart 1858.
[5]) Untersuchungen über horizontale Gliederung. 1. E.-H Zeitschr. f. wiss. Geogr. 1880. S. 5.

vielfach gegensätzlich; man redet z. B. von einem Festlande Großbritannien gegenüber der Insel Wight.

Das Auftreten der großen und kleinen Inseln ist ein geselliges. Die alte und neue Welt kommen einander in der Beringstraße bis auf Gesichtsweite nahe, und um sie scharen sich die meisten der übrigen großen Inseln. Nur zwei derselben, Madagaskar und Neuseeland, haben eine isolierte Lage, jenes liegt 450 km, dieses gar beinahe 1700 km von der nächsten größeren Landfläche. Isoliert ist auch der antarktische Länderkomplex, welcher, wenn er zusammenhängend sein sollte, von Amerika als der nächsten größeren Landfläche immer noch 1000 km weit entlegen sein würde. Auch die überwiegende Mehrzahl der kleinen Inseln knüpft sich an die Nachbarschaft der großen; nur wenige und meist sehr kleine finden sich verstreut, weit entfernt vom nächsten Lande.

Vermöge des geselligen Auftretens der einzelnen Inseln heben sich Gebiete mit überwiegenden Landflächen und nahezu inselfreie Meeresflächen voneinander ab.

Beinahe ringförmig umgürtet das Land die nördliche Polarregion, und dieser fast zusammenhängende Landkranz erstreckt nach Süden drei einzelne Lappen. Zwei (Amerika und Afrika) derselben bleiben bis zum Wendekreise des Steinbocks in nahezu derselben Entfernung voneinander, welche zwischen 5000 und 6000 km schwankt; der dritte, Australien, rückt näher an den einen von beiden (Afrika); diese südlichen Ausläufer kommen überdies den erwähnten isolierten Landkomplexen verhältnismäßig, nämlich mindestens bis auf $^1/_{24}$ des Erdumfanges, nahe.

Dank dieser Entwickelung der Landflächen liegt der überwiegende Teil derselben auf einer Halbkugel, welche als Landhalbkugel bezeichnet wird. Der Pol derselben befindet sich unter 48° N. und $1^1/_2$° E. in der Nähe von Cloyes, Dép. Eure et Loir. Ihr Aequator durchschneidet die Halbinsel Malakka südlich der Tantalaminsel, trennt Cochinchina von Asien, berührt die chinesische Küste in der Fukianstraße, durchschneidet das nördliche Hondo, tangiert die Halbinsel Kalifornien im Kap San Lazaro, sowie die peruanische Küste südlich der Chinchainseln.

Fast die gesamte alte Welt sowie die neue mit Ausnahme der größten Teile von Chile und Argentinien fallen in die Landhalbkugel, auf welcher sich darnach die Landfläche zu 120 000 000 qkm berechnet. Das hier herrschende Verhältnis von Wasser zu Land ist 1,1, während auf der Wasserhalbkugel nur rund 15 500 000 qkm bekannten Landes auftreten, und sich selbst unter Annahme eines antarktischen Festlandes ein Verhältnis von Wasser zu Land von 8,5 ergeben würde. Folge dieser Anordnung des Landes ist auch, daß, wie v. Tillo [1]) zeigte, die Mittelpunkte der den größten Landflächen einbeschriebenen Kreise auf eine Hemisphäre fallen.

Europa liegt ziemlich in der Mitte der Landhemisphäre, was namentlich von Karl Ritter [2]) betont worden ist, um die Weltstellung dieses Erdteiles hervorzuheben. Es darf aber, sofern es sich hierbei um anthropogeographische Fragen handelt — morphologisch ist die Sache ganz belanglos, da sich die Landmassen sichtlich um den Nordpol gruppieren — nicht vergessen werden, daß gerade das an Europa angrenzende Viertel dieser Landhalbkugel aus klimatischen Gründen dem Verkehre verschlossen ist. Die direkte Wasserverbindung zwischen den europäischen Meeren und dem Pazifik wird durch die Eisverhältnisse derselben völlig wertlos gemacht.

Wenn auch in zahlreiche Inseln zerfallend, so stellen sich doch die Landflächen als untereinander im großen und ganzen zusammenhängend dar, und man kann von einem großen nach Süden dreifach zugespitzten Kontinentalblock reden. Neben diesem gibt es eine große gleichfalls fast ununterbrochene Wasserfläche, den Ozean. Derselbe umgibt kranzförmig die Südpolarregion und entsendet drei Lappen nach Norden, welche sich zwischen die der Kontinentalmasse eindrängen. Aehnlich wie im Landringe des Nordens eine größere Wasserfläche auf-

[1]) Die Zentren der Kontinente und deren gegenseitige Lage. P. M. 1888. S. 112. — C. R. 1888. CVI. p. 227.

[2]) Ueber geographische Stellung und historische Ausbreitung der Erdkunde. 1826. Vergl. Einleitung zur allgemeinen vergleichenden Erdkunde und Abhandlungen. Berlin 1852, namentlich S. 106. Ferner im Aufsatze: Ueber sämtliche Anordnungen auf der Außenseite des Erdballs und ihre Funktion im Entwickelungsgange der Geschichte. Ebenda S. 206.

tritt, so findet sich mitten im Wasserringe des Südens ein wahrscheinlich ziemlich zusammenhängendes Land, welches nicht bloß Amerika benachbart ist, sondern auch Australien auf 2600 und Afrika auf 4000 km nahekommt. Sollte sich die Existenz dieses Landes wirklich erweisen, so würde es den Zusammenhang des Ozeans merklich unterbrechen, und dieser würde weniger eine einzige dreilappige Fläche, sondern eher drei verschiedene, verhältnismäßig wenig verbundene Komplexe darstellen. Wenn auch das Wasser das allumfließende ist, so sind doch die großen zusammenhängenden Wasserflächen größtenteils vom Lande umschlossen.

Die Vorstellung des Zusammenhanges allen Landes, welche im Altertume herrschte, wurde erst durch die Entdeckung Amerikas erschüttert. Erst anfangs unseres Jahrhunderts würdigte man die Inseln als Landbrücken [1]), und Friedrich Hoffmann [2]) zeigte, wie sie vornehmlich längs der Festländer, nur zum kleineren Teile in der offenen See liegen. Die Zuspitzung des Landes nach Süden, welche notwendigerweise aus der in dieser Richtung erfolgenden Abnahme der Landentwickelung hervorgeht, nahm zuerst Baco von Verulam [3]) wahr. Damals kannte man nur die Spitzen von Amerika und Afrika; Heinrich Steffens [4]) lehrte in Australien die dritte große Südspitze kennen. Den Parallelismus in den zugewandten Grenzen der alten und neuen Welt scheint Buffon [5]) zuerst bemerkt zu haben; Humboldt [6]) legte auf denselben großes Gewicht und sprach von einem atlantischen Thale. Auf die von Karl Ritter so sehr gewürdigte Landhalbkugel hat bereits 1786 Bode [7]) hingewiesen. Seither hat man als Pol dieser Halbkugel in der Regel eine der europäischen Hauptstädte, Berlin, Wien, London oder Paris angenommen.

Der Kontinentalblock umfaßt nahezu alles Land; nur 91 000 qkm entfallen auf die mitten im Ozeane befind-

---

[1]) Lamarck erblickt in den Sundainseln eine Landbrücke zwischen Asien und Australien. Hydrogéologie. Paris, an 10. p. 48.

[2]) Physikalische Geographie. Berlin 1837. S. 105.

[3]) Novum organum. Lugd. Batav. 1645. p. 421. 1650. p. 391.

[4]) Geognostisch-geologische Aufsätze. Hamburg 1810. S. 176.

[5]) Histoire naturelle. Art. VI.

[6]) Voyage aux régions équinoctiales. Relat. hist. II. p. 19. — Journ. de Physique. LIII. p. 33. — Kosmos. I. S. 309.

[7]) Anleitung zur allgemeinen Kenntnis der Erdkugel. Berlin 1786. S. 485. Anmerk.

lichen ozeanischen Inseln. Er schließt nicht unbedeutende Teile des Meeres in sich ein, welche zwar mit dem Ozeane durchweg in Wasserverbindung stehen, aber meist mehr oder weniger von Landflächen umgeben oder wenigstens durch Grenzpfeilern ähnlich sich erhebende Inseln vom Ozeane geschieden werden. Man kann diese Wasserflächen als Meere kurzhin oder als Nebenmeere vom Ozeane oder Weltmeere trennen. Je nach dem Grade der Landumschlossenheit lassen sich unterscheiden: 1. Binnenmeere, ringsum vom Lande umgeben, nur auf einer Seite an einer oder mehreren Stellen mit dem Ozeane oder anderen Nebenmeeren in Verbindung stehend. 2. Straßenmeere, nach zwei Seiten hin in ihrer ganzen Breite in offener Meeresverbindung stehend, auf den anderen Seiten vom Lande begrenzt. 3. Zwischenmeere, den Binnenmeeren gleichend, aber auf zwei gegenüberliegenden Seiten an einer oder mehreren Stellen mit dem Ozeane oder anderen Meeren verbunden. 4. Zwischeninselmeere sind jene Meeresteile, welche sich durch so großen Inselreichtum auszeichnen, daß die eingeschlossenen Landflächen die einschließenden Wasserflächen übertreffen, wie z. B. im Meere zwischen den arktischen Inseln Nordamerikas. Jedes einzelne Nebenmeer kann aus einem oder mehreren der hier erwähnten Typen zusammengesetzt werden und sich als ein einfaches oder zusammengesetztes darstellen. In Bezug auf die Kontinentalmasse sind die Nebenmeere randlich oder zentral gelegen. Die letzteren heißen Mittelmeere, die ersteren Randmeere; sie sind bald länglich, bald mehr der Breite nach gestreckt. Ozeanisch sind jene Rand- und Mittelmeere, die sich nach dem Ozeane öffnen, die anderen erscheinen nur als Teile einzelner Nebenmeere.

Mehr oder weniger vom Lande umschlossene Meeresteile sind in den verschiedensten Größenabstufungen vorhanden; aber nur die größeren von ihnen können als Meere bezeichnet werden, die kleineren ordnen sich dem Küstenverlaufe unter. Die Grenze zwischen solch größeren Meeren und kleineren Meeresteilen ist eine rein konventionelle, und zwar werden hier nur Wasserflächen von über 100000 qkm den Meeren zugezählt.

Die Unterscheidung zwischen dem allumfließenden Ozeane

und zwischen dem landumgebenen Mittelmeere der Geographen des Altertums [1]) ist, wie E. Wisotzki [2]) in einer Monographie zeigte, allmählich zu einer generellen geworden, und zwar hat man die Benennung inneres Meer oder Meer kurzhin allmählich durch das Wort Mittelmeer ersetzt. Dies geschieht z. B. von Joh. Georg Christannus 1534 [3]), und Grandi [4]) nennt schon die Ostsee ein Mittelmeer. Ganz allgemein spricht Buffon [5]) von Mittelmeeren und James Playfair [6]) von inneren Meeren. Ratzel [7]) hat daher recht, wenn er nicht Humboldt als den Schöpfer des Begriffes hingestellt sehen will. Auch A. v. Roon [8]) trennte die Binnenmeere von den Ozeanen. Guyot [9]) unterschied 1848 nahezu ganz vom Festlande umgebene Binnenmeere und von Inseln umgebene landumschlossene Meere. Reuschle [10]) nannte jeden vom Lande umschlossenen Meeresteil einfach Meer, und zwar in Bezug auf den benachbarten Ozean Nebenmeer, in Bezug auf das umschließende Land Zwischenmeer. Die Scheidung von Rand- und Mittelmeeren rührt von Krümmel [11]) her.

b) Die Erdteile.

Hand in Hand mit dem Eingreifen der Meere in den Kontinentalblock geht deren Gliederung in einzelne sich meist sehr deutlich voneinander abhebende Teile. Die ozeanischen Mittelmeere dringen so tief in den Kontinentalblock ein, daß sie direkt als Zwischenmeere erscheinen oder durch Anlage von Kanälen zu solchen gemacht werden konnten oder könnten. Das eine Mittelmeer, das arktische, schaltet sich zwischen die alte und neue Welt, die drei anderen sind so gelagert, daß sie die Südspitzen der Kontinentallappen von deren breiter gemeinsamer Basis abschneiden. Es trennt das „Mittelmeer“ Afrika

---

1) Kiepert, Lehrbuch der alten Geographie. Berlin. S. 28.
2) Die Klassifikation der Meeresräume. Progr. d. städt. Realgym. Stettin 1883.
3) De Mari. Dissert. Straßburg. (Theorema II.)
4) Sistema del mondo terraqueo. Venezia 1716.
5) Histoire naturelle générale. Paris 1749. p. 375.
6) A system of geography, ancient and modern. 1808. I.
7) Historische Notiz z. Begriffe Mittelmeer. P. M. 1880. S. 338.
8) Grundzüge. 1847. S. 63.
9) Grundzüge der vergleichenden physikalischen Erkunde. Leipzig 1851. S. 42.
10) Handbuch der Geographie. Stuttgart 1858.
11) Morphologie der Meeresräume. S. 34.

von Eurasien, das australasiatische Mittelmeer scheidet hiervon Australien; das amerikanische Mittelmeer gliedert Amerika in zwei Teile.

Die drei letztgenannten Mittelmeere liegen in einem größten Kugelkreise, welcher unter 100° E. (in Sumatra) den Aequator unter einem Winkel von 36° schneidet und dessen Pol unfern der Beringstraße liegt; ihre trennende Rolle wurde von Buffon[1]), Heinrich Steffens[2]) und v. Hochstetter[3]) betont.

Der Kontinentalblock wird auf diese Weise in fünf Erdteile zerlegt, nämlich Eurasien und Nordamerika im Norden, Afrika, Australien und Südamerika im Süden, zu welchen sich vielleicht noch als sechster das Südpolarland gesellt. Herkömmlich ist ferner geworden, den großen Erdteil Eurasien durch eine Linie, welche vom Schwarzen Meere, dem äußersten Ausläufer des Mittelmeeres, nach dem Arktischen Mittelmeere gezogen wird, in zwei Erdteile zu zerlegen.

Die Trennung von Europa und Asien hat eine ganze Litteratur ins Leben gerufen, welche von F. G. Hahn[4]) bearbeitet worden ist. Den Geographen des Altertums lag die Frage insoweit fern, als die Regionen des Nordostens für sie unbekannte waren. Dies kommt am deutlichsten zum Ausdruck bei Herodot, welcher das Mittelmeer, den Pontus, den Phasis (Rion), Kaspisee und Araxas (jedenfalls Jaxartes) als Grenze auffaßt, die sich im mythischen Osten verläuft; Eratosthenes hingegen stellt den Tanais (Don) als Grenzfluss hin. An dieser Anschauung hielt man im Mittelalter bis zur neueren Zeit, bis auf Ortelius u. a. fest. Bemerkenswert ist, wie sich dann die Grenze nach Osten verschiebt, ganz entsprechend dem Maße, wie das russische Reich sich entwickelt. Hase läßt bereits die Linie vom Don zur Obmündung zur Scheide werden (1738), Strahlenberg (1730) und Pallas (1775) bestreben sich beide, eine natürliche, orographische Grenze zu ermitteln, die sie im Unterlaufe des Manytsch, in den Ergenihügeln, im Obschtschei Syrt und Ural finden. Die Grenze zwischen Wald- und Steppenregion bildet den mittleren Teil des Verlaufes dieser Linie, deren Wichtigkeit noch jüngst Woeikof hervorhob. In diesem Jahrhundert nun

[1]) Histoire naturelle. I. Art. VI.
[2]) Geognostisch-geologische Aufsätze. Hamburg 1810.
[3]) In der allgemeinen Erdkunde von Hann, v. Hochstetter und Pokorny 3. Aufl. Prag 1882. S. 202.
[4]) Zur Geschichte der Grenze zwischen Europa und Asien. Mitteil. d. Vereins f. Erdkunde Leipzig 1881. S. 83.

erreicht Europa in allen Abgrenzungsversuchen die Gestade des kaspischen Meeres. Uralgebirge und Uralfluß oder Emba im Osten, Kaspisee und die Kuban-Tereklinie oder der Manytsch im Süden geben die Grenze. Aber auch sie haben dem Vordringen Europas kein dauerndes Halt geboten. Karl Ritter und Reclus, Wisotzki und F. G. Hahn ziehen den ganzen Ural noch zu Europa und verlegen dessen Grenzen in die westsibirische Ebene; Strelbitsky läßt Europa im Süden bis zum Kamme des Kaukasus reichen, Hahn sogar bis zu dessen Südfuß. Viele Geographen trennen Europa überhaupt nicht von Asien. Varenius erwähnt ausdrücklich, daß die Insel der alten Welt durch das Mittelmeer und Rote Meer in zwei Teile gesondert werde[1]). A. v. Humboldt betrachtete Europa lediglich als eine Halbinsel Asiens[2]); Reuschle spricht von Eurasien als einem Kontinente[3]).

Die Trennung von Europa und Asien entstand bei den antiken Schiffern des Aegäischen Meeres, welche hier ein Ost- und ein Westgestade unterschieden[4]), eine Levante Asien und eine Ponente Europa. Dazu gesellte sich später das Südland Libyen. Libyen und Asien wurden anfänglich durch den Nil getrennt; als sich dann die geographischen Kenntnisse mehrten, stellte man als Scheide zwischen beiden das Rote Meer auf und lernte Libyen mit dem Africa der Römer identifizieren. Für Europa und Asien fand sich bei späteren Entdeckungsfahrten keine solche natürlichen Anforderungen entsprechende Grenze, aber im hellenischen Leben war die im Aegäischen Meere entstandene und auch für das ganze Mittelmeer, sowie den westlichen Pontus anwendbare Unterscheidung zwischen Ost- und Westgestaden so eingebürgert, daß Europa und Asien durchweg von den alten Geographen als zwei verschiedene Erdteile aufgefaßt wurden, und daß im ganzen deren drei unterschieden wurden: Asien, Europa, Afrika = Libyen. Dies ist als Erbteil auf das Mittelalter und die Neuzeit übergegangen, und gegen diese Ueberlieferung anzufechten dürfte vergeblich sein.

Europa spielt gegenüber Asien lediglich die Rolle eines sehr großen Halbinsellandes und ist als solches abzugrenzen. Faßt man nur die Landflächen ins Auge, so wird die Linie vom nordöstlichsten Winkel des Mittelmeeres, dem Asowschen Meere, nach dem nächsten Punkte des Arktischen Meeres, nämlich dem Weißen Meere, sich als einfachste Grenze darstellen. Das ist die Donlinie, welche mitten durch das morphologisch übrigens einheitliche

[1]) Geographia generalis. Lib. I. Cap. VIII. Praep. III.
[2]) Zentralasien. Berlin 1844. I. S. 59.
[3]) Handbuch der Geographie. 1858.
[4]) Heinrich Kiepert, Lehrbuch der alten Geographie. Berlin 1878. S. 25. — Forbiger, Handbuch. II. S. 27.

europäische Rußland verläuft, ohne sich hier über 170 m zu erheben [1]). Soll die Erdteilgrenze so verlaufen, daß sie morphologisch verschiedene Gebiete trennt, so empfiehlt sich dieselbe vom Asowschen Meere durch die Manytschsenke zum Kaspisee, und von diesem durch das Emba-, Tobol-, Irtysch- und Obthal zum obischen Sunde zu ziehen. Diese Linie erhebt sich nicht über 150 m und ist zugleich die tiefste, welche zwischen dem Mittelmeere und dem Arktischen Meere gezogen werden kann.

Mehrfach sind die Ebenen am Ostfuße des Urals bereits als natürliche Grenzen Europas angesprochen worden, und K. Ritter [2]), A. v. Humboldt [3]) und Reclus [4]) erkennen in denselben den Boden eines alten Meeres, welches den Kaspisee bezw. den Aralsee einst mit dem Arktischen Meere verband, ebenso wie ein solches zweifellos den Kaspisee längs der Manytschsenke nach dem Schwarzen Meere öffnete. 1866 äußerte E. Sueß [5]) die Vermutung, daß dasselbe Sarmatische Meer, welches sich, einst Europa und Asien scheidend, über Pontus und Kaspisee erstreckte, einen Ausläufer bis zum Eismeere gesandt habe. In der That finden sich östlich vom Ural Tertiärschichten; die jüngeren sind Süßwasserbildungen [6]), die älteren marinen sind insgesamt, wie durch Schmidt, Trautschold und Karpinski gezeigt, weit älter als die sarmatische Stufe und beweisen, daß zur Oligozänzeit ein Meer den östlichen Ural zwischen Eismeer und Kaspisee bespülte [7]); aber auch die Nordsee war damals mit dem Schwarzen Meere über

---

[1]) Vergl. A. v. Tillo, Carte hypsometrique de la Russie de l'Europe 1:2 520 000. St. Pétersbourg 1889.

[2]) Erdkunde. 2. Aufl. II. S. 17.

[3]) Zentralasien. I. S. 442.

[4]) La Terre. 5. Aufl. II. S. 66.

[5]) Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. Sitzb. k. Akad. Math.-naturw. Kl. Wien. LIV. I. Abt. 1866. S. 87 ff. Vergl. auch Antlitz der Erde. I. S. 416.

[6]) v. Czerski, Zur Frage über das Alter der in den Umgebungen von Omsk vorkommenden Schichten. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1876. S. 217.

[7]) Die Litteratur über diesen Gegenstand findet sich zusammengestellt bei Nikitin, Neues Jahrb. f. Min. u. Geologie. 1886. II. S. 245, und ist verwertet bei Karpinski, Uebersicht der physiko-geographischen Verhältnisse des europäischen Rußlands. Beiträge zur Kenntnis des russischen Reichs. 1887. Die dort gegebenen Kärtchen über die Verbreitung der russischen Meere lassen die verschiedene Bedeutung der pontisch-kaspischen und osturalischen Meeresbedeckung erkennen.

die norddeutsche Tiefebene und das südliche Rußland verbunden [1]), ferner über die oberrheinische Tiefebene mit dem Mittelmeere. Es bestand also Europa noch nicht im entferntesten in seinen heutigen Umrissen, und ein jener Vorzeit angehöriger Meeresarm dürfte kaum als wissenschaftliche Stütze einer Trennung von Europa und Asien verwertbar sein.

Die oben vorgeschlagene Grenze [2]) zwischen Europa und Asien deckt sich mit keiner der gegenwärtig gebräuchlichen. Herm. Wagner hat die Areale vier verschiedener Umgrenzungen Europas in natürlichen Grenzen mitgeteilt:

1. Europa in den engsten physischen Grenzen bis zur Manytschlinie und Uralkamm, ohne Inseln im Arktischen Meere 9 246 000 qkm,
2. Europa bis Manytschlinie und Uralkamm mit Kaspisee, mit polaren Inseln, ohne Franz Josephsland . 9 818 000 qkm,
3. Europa bis Kaukasuskamm, Uralfluß und Uralkamm, mit Island und Nowaja Semlja [3]) . . . . . 10 014 000 qkm,
4. Europa in den weitesten Grenzen mit dem gesamten Ural und Kaukasus mit den polaren Inseln, ohne Franz Josephsland . . . . 10 600 000 qkm.

Es würde die bereits vorhandene Verwirrung über die Abgrenzung Europas nur vermehrt werden, wenn zu den aufgezählten vier gebräuchlichen, von denen allerdings nur die letzte als natürliche gelten könnte, nun noch eine fünfte gesellt werden würde. Es soll daher im folgenden Europa stets in seinen politischen Grenzen (ohne Kanarien, Azoren und Madeira, aber mit den großen benachbarten Polarinseln) verstanden werden.

Die Grenzen der übrigen Erdteile gegeneinander sind deutlich durch Meeresflächen oder auch durch weitgehende Einschnürungen des Landes gezogen, wie z. B. in der Landenge von Suez zwischen Asien und Afrika, im Isthmus von Panama zwischen Nord- und Südamerika. Freilich werden die durch die Mittelmeere gesonderten Erdteile wieder in denselben durch Inseln verbunden, die an der Grenze zweier Erdteile gelegen, dem einen oder anderen von beiden zugewiesen werden können. Herkömmlich ist geworden, die Inseln der drei südlichen

[1]) N. Sokolow. Die untertertiären Ablagerungen Südrußlands. Mém. Com. géolog. Pétersbourg. IX. 1893.

[2]) Sie wurde von Wisotzki als These verteidigt. Vergl. dessen Dissertation (Ueber die Verteilung von Wasser und Land).

[3]) Das von Strelbitsky vermessene Europa. Vergl. Superficie de l'Europe. St. Pétersbourg 1882.

Mittelmeere fast ausschließlich den nördlichen Erdteilen zuzuweisen; das gilt von allen Inseln des Mittelmeeres, mit Ausnahme jener in der kleinen Syrte, die zu Afrika gerechnet werden. Im Osten des Mittelmeeres kann man die Lemnosgruppe, die nördlichen Sporaden, die Kykladen und Kreta zu Europa rechnen, während die übrigen Inseln zu Asien gehören. Im australasiatischen Mittelmeere werden die meisten Inseln zu Asien gewiesen, nur die Neu-Guineagruppe samt den Aruinseln gehören zu Australien, während aus zoogeographischen Gründen A. R. Wallace für die Mangkassar- und Lombokstraße als Grenze zwischen Asien und Australien eingetreten ist [1]. Von den Inseln des amerikanischen Mittelmeeres gelten nur die Inseln unter dem Winde, sowie Trinidad und Tobago als südamerikanisch. Im Arktischen Mittelmeere kann man die Inseln passend den nächstgelegenen Erdteilen zuweisen, also Island, Jan Mayen, Spitzbergen, Franz Josephsland und Nowaja Semlja zu Europa; die neusibirischen Inseln, die Longinseln und das Wrangelland zu Asien, den Rest zu Nordamerika. Zu diesem Erdteile gehören auch die meisten Inseln des Beringmeeres, nämlich die Aleuten bis zu den Nahen Inseln, die St. Lorenz- und die Matthäusinsel.

Die Zergliederung der Landfläche durch die Ozeane und großen Mittelmeere ist eine so auffällige, daß sich eine daran anschließende Einteilung der Landflächen von selbst darbot, und es ist auch immer im Auge behalten worden, daß der Begriff der Erdteile nicht mit dem des Kontinents sich deckt. Varenius, welcher die Einteilung der Landflächen durch die Wasserflächen wohl zuerst klar erkannte [2], spricht klar und bestimmt von einer Teilung des Kontinents der alten Welt durch das Mittelmeer [3]. Die Frage ist nur immer gewesen, ob Europa von Asien natürlich getrennt werden könne, und ob Amerika in zwei Erdteile zu zerlegen sei. Für letzteres entschied sich bereits Riccioli [4]; ihm folgten Buffon, Reuschle, Reclus und viele andere, während bei anderen

---

[1] The Malay Archipelago. London 1869. I. p. 13.
[2] Geographia generalis. Cap. VIII. 1.
[3] Geographia generalis. Cap. VIII. 3.
[4] Geographiae et Hydrographiae reformatae libri XII. Bononiae 1661. Cap. VII.

wiederum Amerika nur als ein Erdteil gilt[1]). Die Polargebiete sind in der Regel als eigene Erdteile aufgefaßt worden, solange als man alles unbekannte Gebiet als Land mutmaßte. So kommt es, daß Riccioli z. B. sieben Erdteile aufzählte. Nach dem heutigen Standpunkte der Kenntnis kann man schwerlich mehr von einem arktischen Erdteil reden, während ein antarktischer Erdteil als terra australis incognita doch noch vielleicht vorhanden ist. Eine gänzlich abweichende Einteilung der Erde nach der Natur der einzelnen Länder deutete einmal Ratzel[2]) an.

Neben der tiefgreifenden Zerteilung durch die Mittelmeere erfährt der Kontinentalblock eine weitere Gliederung durch einzelne eingreifende größere Wasserflächen. Man nennt Halbinseln jene Landflächen, welche größtenteils, mindestens zu $^3/_4$ ihres Umfanges vom Wasser umflossen sind, und welche dabei sich vom angrenzenden Lande deutlich als Glieder abheben, was in der Regel durch einspringende Wasserflächen bewirkt wird. Halbinseln gibt es in allen möglichen Größenabstufungen; nur die größeren, von über 100 000 qkm Flächeninhalt spielen bei der Gliederung der Landflächen eine fühlbare Rolle; sie können als Halbinselländer hervorgehoben werden.

Nicht jedes größtenteils vom Meere umflossene Land ist eine Halbinsel; es muß sich auch vom Rumpfe abheben; auch die spitzen Ausläufer eines Rumpfes, die Endländer, werden größtenteils vom Meere umspült, ebenso jene Länder, welche zwischen zwei Meeren gelegen sind und daher gleichfalls nach W. Precht[3]) als Zwischenländer bezeichnet werden können. Als Größe der Landfestigkeit eines Halbinsellandes kann man das Verhältnis von dessen trockenen und nassen Grenzen ansehen. Ist die Landfestigkeit sehr gering und ist die Halbinsel vom Lande förmlich abgeschnürt, so nennt man das an ihre Landgrenzen angrenzende Land eine Landenge oder einen Isthmus.

---

[1]) z. B. bei Herm. Wagner in Guthes Lehrbuch der Geographie. Hannover. 5. Aufl. 1882. S. 53.

[2]) Nordamerika. München. I. S. 6.

[3]) Untersuchungen über horizontale Gliederung. 1. E.-H. z. Zeitschr. f. wiss. Geogr. 1889. S. 54.

Ihrer Lage nach kann man die Halbinselländer in mediterrane und peripherische teilen; die ersteren erstrecken sich in die Mittelmeere, die letzteren in die Randmeere. Ueberdies kann man aus- und eingelagerte unterscheiden. Die ersteren treten aus den allgemeinen Umrissen des Landes weit hervor (Florida, Italien) und haben zur Seite Meere, denen sie an Ausdehnung weit nachstehen, während die letzteren sich den allgemeinen Landumrissen unterordnen und an Areal die angrenzenden Meere übertreffen (Arabien). Angelagert endlich sind die Halbinseln, welche sich parallel ihrem Hinterlande erstrecken (Kalifornien).

Der Begriff Halbinseln ist bald enger, bald weiter gefaßt worden. Varenius[1]) betrachtet nur die Länder, welche bloß mit Isthmen mit dem übrigen Lande zusammenhängen, als Halbinseln, alle übrigen Halbinseln nennt er Landvorsprünge. Nach demselben Gesichtspunkt trennt Reuschle[2]) die echten von den verwachsenen Halbinseln. Sehr verschieden ist auch das Minimalmaß der Landfestigkeit angegeben worden, der angenommene Wert rührt von Malte-Brun[3]) her.

Alle kleineren Inseln, welche innerhalb oder an den Seiten des großen Kontinentalblocks gelegen sind, heißen kontinentale, die mitten im Ozean auftretenden ozeanische. Die kleineren Eilande endlich, welche lediglich an den Verlauf irgend einer Küstenlinie geknüpft sind, sind die Küsteninseln.

Regellose Gruppen von Inseln werden Archipele genannt, sobald die trennenden Wasserflächen größer als die der Inseln sind; stellt sich das umgekehrte Verhältnis ein, so kann man von einem Inselhaufen reden. Häufig treten die Inseln auch zu langen Reihen zusammen, die man Inselschnüre[4]) oder Inselketten nennen kann. Der Lage nach können die kontinentalen Inseln in Rand-

---

[1]) Geographia generalis. Cap. VIII. 9.
[2]) Handbuch der Geographie. Stuttgart 1858.
[3]) Précis de la géographie universelle. II. Paris 1810. p. 162.
[4]) Peschel, Neue Probleme. Leipzig. 2. Aufl. 1876. S. 29. (Ueber den Ursprung der Inseln.)

inseln am Rande und in Zwischeninseln mitten im Kontinentalblock unterschieden werden.

Die wichtige Trennung der kontinentalen und ozeanischen Inseln rührt von Friedrich Hoffmann[1]) her.

3. Gliederung der Erdteile.

Zusammengesetzt aus Landflächen und Meeresteilen ermöglicht der gesamte Kontinentalblock eine Berechnung seiner Gliederung nach der von Günther aufgestellten Formel (28, Kap. II). Die vom Lande umschlossene Meeresfläche ist nach S. 128 49 991 000 qkm, die bekannte Landfläche nach S. 96 135 440 000 qkm; danach findet sich das Areal des Kontinentalblockes zu 185,43 Millionen Quadratkilometer, und unter Einbeziehung des gemutmaßten Südpolarlandes zu 193,83 Millionen Quadratkilometer. Die sich ergebenden Werte für die Gliederung sind

$$Z_b = 0{,}27 \text{ und } 0{,}26.$$

Zur Berechnung derselben Gliederung der einzelnen Erdteile liegen die Materialien noch nicht vor.

Die kleinste den gesamten Kontinentalblock einschließende Kalotte ist die Oberfläche der Erdkugel; die größte in ihm gelegene Kalotte hat ihren Pol unter 65° N. und 84° E. südlich vom Tasbusen. Ihr Durchmesser mißt 76°. Die Kalottengliederung ergibt sich nach Formel (29, Kap. II), wenn O die Erdoberfläche ist

$$Z_k = \frac{O - O \sin^2 19^0}{G} = \frac{O \cos^2 19^0}{G} = 2{,}140,$$

wenn nur das bekannte Land in Rechnung gestellt wird. Unter Mitberücksichtigung des mutmaßlichen Südpolarlandes ergibt sich $Z_k = 2{,}047$.

Ehrenburg[2]) hat die Größen der den Festländern der einzelnen Erdteile um- und einbeschriebenen Kalotten

[1]) Physikalische Geographie. Berlin 1837. S. 105.

[2]) Studien zur Messung der horizontalen Gliederung von Erdräumen. Würzburg 1891. S. 40. (Sonderabdruck a. d. Verhdgn. d. phys. med. Gesellsch. Würzburg. N. F. XXV.)

ermittelt. Folgende Tabelle enthält seine Ergebnisse, die Areale der Festländer und die danach berechnete Kalottengliederung (Z_k):

Areale in Tausend Quadratkilometer.

	Umschriebene Kalotte	Festland	Eingeschriebene Kalotte	Kalottengliederung
Europa	22654	9342	2535	2,154
Asien	89390	41480	20275	1,666
Afrika	56826	29197	10164	1,598
Australien . .	13178	7600	2535	1,400
Nordamerika . .	56826	19963	8688	2,411
Südamerika . .	41950	17647	8231	1,911

Jeder Erdteil zerfällt in Wasser- und Landflächen, die letzteren verteilen sich auf das Festland und die darum herum gelagerten Inseln, vom Festlande wieder schnüren sich Halbinseln los, und es bleibt der Rumpf zurück. Sehr reich ist Europa an Halbinselländern. Im Norden liegt das große Skandinavien (756 000 qkm), nach Süden erstrecken sich die Balkan- (468 000 qkm), die Apennin- (161 000 qkm) und die Pyrenäenhalbinsel (585 000 qkm), abgesehen von kleineren Halbinseln, wie z. B. die jütische (39 500 qkm), die Krim (25 700 qkm), die Bretagne (21 700 qkm), sowie Kola (88 000 qkm) [1]. Endländer fehlen Europa; dafür hat es in Finnland und Frankreich zwei ausgezeichnete Zwischenländer. Asien erstreckt gegen Nord die Samojedenhalbinsel (133 000 qkm), nach Süden Kamtschatka (264 000 qkm), Korea (152 000 qkm), Malakka (237 000 qkm), Vorderindien (2 088 000 qkm) und Arabien (2 730 000 qkm), nach Westen Kleinasien (507 000 qkm) [2]. Nordamerika besitzt neben den kleineren Halbinseln von Boothia Felix, Melville und Neuschottland

[1]) Areale nach Strelbitsky, Superficie de l'Europe. p. 217. Kola nach Guthe-Wagner, Lehrbuch. 5. Aufl. II. S. 30.

[2]) Areale nach Trognitz, in Wagner u. Supan, Die Bevölkerung der Erde. VIII. S. 58. E.-H. 101. P. M. 1891.

die Halbinselländer Labrador (1 416 000 qkm)[1], Florida (98 000 qkm)[1], Yucatan (169 000 qkm)[1] und Kalifornien (131 000 qkm)[1]. Außerdem hat es in Alaska ein ausgezeichnetes Endland, in Mittelamerika, welches fast die gesamte Republik Mexiko, die mittelamerikanischen Republiken sowie den Staat Panama nördlich vom Isthmus umfaßt, ein typisches Zwischenland.

Die drei südlichen Erdteile sind samt und sonders arm an Halbinselländern. Afrika besitzt kein einziges, es hat im Kaplande und Somalilande zwei Endländer. In Australien können das Yorkland (195 000 qkm)[1] sowie Nordaustralien (225 000 qkm)[1] als Halbinseln gelten. Südamerika hat keine Halbinseln, in Patagonien aber ein typisches Endland.

Von den aufgezählten 17 Halbinselländern richten sich 11 nach Süden, 5 nach Norden, 1 nach Westen. Die südwärts gerichteten sind zugleich auch ausgelagert, die nördlich sich erstreckenden meist eingelagert; es kommt die allgemeine Zuspitzung des Landes nach Süden, die sich in der Dreiteilung des Kontinentalblockes äußert, auch in der Mehrzahl der Halbinseln zum Ausdrucke.

Diese „pyramidale Zuspitzung" wurde namentlich von A. v. Humboldt[2]) und K. Ritter[3]) betont, sowie von Reinhold Forster, Pallas und Steffens spekulativ verwertet.

Folgende Tabelle enthält die nach dem Vorgehenden sich ergebenden Werte für den Festlandrumpf, die Flächen der Halbinselländer sowie jene der Inseln. Die Gliederung ist nach Formel (27, Kap. II) unter der Annahme berechnet worden, daß die Halbinselländer und Inseln die Glieder darstellen. Außerdem ist der Anteil der Gesamtfläche der Erdteile, welcher auf die Inseln entfällt, angegeben worden. Den erhaltenen Wert nannte K. Ritter Insulierung[4]).

---

[1]) Eigene Messung.
[2]) Kosmos. I. 1845. S. 308.
[3]) Ueber räumliche Anordnung u. s. w. Einleitung, S. 211.
[4]) Ueber die geographische Stellung und horizontale Ausbreitung der Erdteile. 1852. S. 125.

Areale in Tausend Quadratkilometer.

	Rumpf	Halbinseln	Inseln	Gesamtfläche	Gliederung	Insulierung
Europa . . .	7372	1970	667	10009	0,358	0,067
Asien	35369	6111	2701	44181	0,249	0,061
Afrika . . .	29197	—	604	29801	0,021	0,020
Australien . .	7180	420	1297	8897	0,239	0,146
Nordamerika .	—	1814	4053	24016	0,323	0,169
Südamerika . .	17647	—	143	17790	0,008	0,008

Der hier berechneten Gliederung haftet wie jedem andern analogen Ausdruck eine beträchtliche Unsicherheit an; dieselbe ist bedingt durch die Willkürlichkeit, welche bei Abgrenzung der Halbinseln unvermeidlich ist. Man erhält z. B. wesentlich andre Werte für die Gliederung von Asien, wenn man die Tschuktschenhalbinsel (49 000 qkm) nicht durch die Linie Koliutschin-Anadyrgolf, sondern durch eine solche Tschaunbucht-Anadyrgolf oder gar Kolyma-Mündung-Penschina begrenzt. Im letzteren Falle erhält man ein Halbinselland von beinahe 900 000 qkm. Ebenso kann man statt einer Halbinsel Malakka von einer weit größeren Hinterindiens sprechen (2 100 000 qkm), und erhält dann eine Gliederung von 0,365 für Asien, also eine größere als für Europa. Ziemlich großer Spielraum ist auch bei Abgrenzung der Halbinseln gegeben, da man hier entweder der Luftlinie zwischen zwei Meeren folgen kann, oder auch morphologisch wichtigen Tiefenlinien. Man denke an die Unsicherheit der Grenzen von Europa.

Die Küstenentwickelung der einzelnen Erdteile sowie die Tiefe derselben sind nur dann untereinander vergleichbare Werte, wenn die Küstenlänge auf Karten gleichen Maßstabes und gleicher Ausführung bestimmt ist, auf welchen sie um konstante Beträge reduziert erscheint. Sie wurden auf den Erdteilkarten 1 : 6 000 000 des Sydow-Habenichtschen methodischen Wandatlas ausgemessen, welche ziemlich einheitlich ausgeführt sind. Folgende Tabelle enthält die gewonnenen Küstenlängen, die Tiefen und die Küstenentwickelung der Festländer und der größten Inseln.

	Flächeninhalt	Reduzierte Küstenlänge	Kleinster möglicher Umfang	Küstenentwickelung	Tiefe des Hinterlandes	Zackenwinkel
	qkm	km	km		km	
Europa	9342000	37900	10820	3,50	493	33° 12′
Asien	41480000	69900[1]	21880	3,19	1187	36 29
Eurasien	50822000	107800[1]	23980	4,50	943	25 42
Afrika	29197000	30500[1]	18600	1,64	1915	75 9
Alte Welt . . .	80019000	138000[2]	29120	4,74	1160	24 22
Nordamerika . .	19963000	75500	15530	4,86	529	23 44
Südamerika . . .	17647000	28700	14660	1,96	1230	61 27
Neue Welt . . .	37610000	104200	20920	4,98	722	23 10
Australien . . .	7600000	19500	9700	2,01	779	59 39
Festländer . . .	125229000	261700	34460	7,595	957	15 8
Grönland	2158000	— [3]	—	—	—	—
Neu-Guinea . . .	785000	8250	3130	2,64	190	44 36
Borneo	734000	5920	3030	1,95	248	61 34
Baffinsland . . .	606000	— [3]	2750	—	—	—
Madagaskar . . .	592000	4900	2720	1,79	242	67 26
Sumatra	421000	4700	2300	2,04	179	58 36
Hondo (Nipon) . .	224000	5160	1680	3,07	87	37 57
Großbritannien . .	218000	4460	1660	2,69	98	43 34
Wollaston-Land .	198000	— [3]	1580	—	—	—
Lincoln-Grant-Land	193000	— [3]	1560	—	—	—
Celebes	179000	5260	1500	3,51	68	33 8
Neuseeland, S.-Insel	153000	2560	1390	1,84	120	65 34
Java	126000	2860	1260	2,27	88	52 12
Neuseeland, N.-Insel	115000	2890	1200	2,41	80	49 8
Kuba	112000	3700	1190	3,11	61	37 24
Neufundland . . .	111000	5200	1180	4,40	43	26 15
Luzon	107000	3260	1160	2,81	66	41 40
Island	105000	3360	1150	2,92	62	39 58
Summe . .	132366000					

Die mitgeteilten Zahlen über die Küstenentwickelung können nicht als absolute Werte, sondern nur als Relativzahlen gelten, da sie bei einer andern Reduktion der Küstenlänge anders ausfallen. So maß z. B. v. Klöden[4]) folgende Küstenlängen in Tausend

[1]) Mit Suezkanal.
[2]) Ohne Suezkanal.
[3]) Nicht berechenbar wegen noch mangelnder Kenntnis des Gesamtumfanges.
[4]) Physische Geographie. I. Berlin 1859. S. 71.

Kilometern: Europa 32, Asien 57, Afrika 26, Australien 14, Nordamerika 45, Südamerika 25, die entsprechenden oben mitgeteilten Zahlen sind 1,14, 1,22, 1,18, 1,32, 1,68 und 1,15, für alle Festländer 1,31mal größer. Strelbitsky[1]) bestimmte hingegen die Küsten des von ihm vermessenen Europa (Uralkamm und Kaukasuskamm als Grenzen) zu 74524 km, also fast doppelt so lang als oben mitgeteilt. Man könnte die relative Bedeutung obiger Zahlen dadurch kennzeichnen, daß man sie auf die Küstenentwickelung und die Tiefe aller Festländer als Einheit bezieht, dies würde aber immer noch nicht ausschließen, daß sie bei einer andern Reduktion der Küstenlängen anders ausfallen, da bei der sehr verschiedenen Entwickelung der einzelnen Festlandgrenzen kaum anzunehmen ist, daß sie alle bei einer andern Reduktion um gleiche Beträge größer oder kleiner ausfallen.

Behufs Ermittelung der mittleren Meerfernen wurden die kleineren Festländer in Zonen von 250 zu 250 km, Asien und Afrika in solche von je 500 km Meerferne zerlegt, aus welch letzteren mittels der chorigraphischen Kurve die Areale der Zonen von 250 zu 250 km hergeleitet wurden. Folgende Tabelle enthält die Ergebnisse der Ausmessung und Interpolierung, sowie in Klammern die entsprechenden Werte, welche sich bei ungegliederter Gestalt ergeben würden.

Man entnimmt aus dieser Gegenüberstellung, wie durch die Gliederung des Landes die küstennahen Flächen vergrößert, die küstenfernen verkleinert werden. Die Vergrößerung macht sich durchschnittlich bis zu 500 km Meerferne geltend, die in 500—1000 km Meerferne gelegenen Areale bleiben bei den größeren Festländern im allgemeinen unverändert, bei den kleineren sind sie bereits reduziert.

Auf Grundlage der in nebenstehender Tabelle mitgeteilten Daten ist die mittlere Meerferne der einzelnen Festländer und Festlandkomplexe berechnet worden. Außerdem wurden die mittleren Grenzfernen flächengleicher Kalotten nach Formel (31b, Kap. II) berechnet und das Verhältnis beider hergeleitet. Die Ergebnisse sind in der Tabelle S. 123 zusammengestellt.

[1]) Superficie de l'Europe. St. Pétersbourg 1882. p. 5 (ohne Kaspigrenze).

	0—250 km	250—500 km	500—750 km	750—1000 km	1000—1250 km	1250—1500 km	1500—2000 km	über 2000 km
I. Prozente.								
Europa	51,3 (26,7)	22,8 (22,6)	12,5 (19,5)	6,4 (13,3)	4,3 (10,2)	2,6 (5,9)	0,1 (1,8)	—
Asien	28,5 (12,8)	16,3[1] (12,0)	12,2 (11,4)	10,4[1] (10,0)	9,1 (9,5)	7,8[1] (8,5)	11,4 (14,5)	4,3 (21,3)
Afrika	23,0 (15,3)	19,3[1] (14,1)	17,2 (12,9)	13,9[1] (11,6)	12,6 (10,6)	9,7[1] (8,8)	4,3 (14,2)	— (12,5)
Australien	42,5 (29,4)	29,1 (24,3)	22,1 (19,3)	6,3 (14,1)	— (8,9)	— (3,9)	— (0,1)	—
Nordamerika	41,0 (18,5)	22,8 (16,7)	15,0 (14,8)	11,1 (13,0)	6,6 (11,0)	2,9 (9,1)	0,6 (12,4)	— (4,5)
Südamerika	30,5 (19,6)	22,3 (17,6)	17,2 (15,4)	13,5 (13,3)	10,0 (11,1)	6,2 (9,0)	0,3 (11,3)	— (2,7)
Inseln	94,7	5,3	—	—	—	—	—	—
Alles Land	36,8 (6,4)	19,0 (6,3)	14,0 (6,2)	10,4 (6,0)	8,1 (5,8)	5,9 (5,6)	4,5 (10,8)	1,3 (52,9)
II. Millionen Quadratkilometer.								
Europa	4,79	2,13	1,17	0,60	0,40	0,24	0,01	—
Asien	11,82	6,76	5,06	4,31	3,78	3,24	4,73	1,78
Afrika	6,72	5,64	5,02	4,06	3,68	2,83	1,25	—
Australien	3,23	2,21	1,68	0,48	—	—	—	—
Nordamerika	8,19	4,55	3,00	2,21	1,31	0,58	0,12	—
Südamerika	5,39	3,93	3,03	2,38	1,77	1,10	0,05	—
Inseln[2]	9,67	0,54	—	—	—	—	—	—
Alles Land	49,81	25,76	18,96	14,04	10,94	7,99	6,16	1,78
Eurasien	16,61	8,89	6,23	4,91	4,18	3,48	4,74	1,78
Alte Welt	23,33	14,53	11,25	8,97	7,86	6,31	5,99	1,78
Neue Welt	13,58	9,48	6,03	4,59	3,08	1,68	0,17	—

[1]) Durch Interpolierung gefunden.
[2]) Von folgenden Inseln entfallen Flächen von über 250 und unter 500 km Meerferne:
Grönland . . . 450000 qkm   Neu-Guinea . . 16000 qkm
Borneo . . . . 67500 „   Madagaskar . . 200 „

	Radius	Größt-mög-liche Meer-ferne	Größte Meer-ferne	Ver-hältnis beider	Mittlere Grenz-ferne der flächen-gleichen Kalotte	Mittlere Grenz-ferne	Ver-hältnis beider
		km	km		km	km	
Europa . .	15°34′	1729	1580	1,10	578	342	1,69
Asien . . .	33 8	3685	2400	1,54	1242	770	1,61
Afrika . . .	27 42	3079	1800	1,71	1034	674	1,53
Australien .	14 2	1559	920	1,75	521	352	1,48
Nordamerika	22 50	2538	1650	1,54	851	442	1,13
Südamerika .	21 30	2389	1600	1,49	801	543	1,48
All. bek. Land	62 3	6899	2400	2,87	2393	561	4,27

Nachdem die Berechnung der mittleren Grenzfernen bereits vollendet war, hat Karl Rohrbach[1]) dieselbe Arbeit ausgeführt; die von ihm erhaltenen mittleren Meerfernen fallen im allgemeinen bis auf die Zehner der Kilometer mit den obigen zusammen. Lediglich bei Nordamerika zeigt sich eine bedeutendere Differenz, Rohrbach erhielt 29 km mehr als oben mitgeteilt. Wiederholte Nachmessungen auf neu konstruierten Grundlagen führten aber zu keinem nennenswert abweichenden Ergebnisse. Wird von diesem einem Falle abgesehen, so kann die Uebereinstimmung als sehr befriedigend gelten, was jedenfalls zu Gunsten des eingeschlagenen Weges, die Gliederung der Länder durch ihre mittleren Meerfernen auszudrücken, spricht. Dagegen ergeben sich größere Unterschiede in dem Verhältnisse zwischen den mittleren Grenzfernen der Kalotte und der Festländer, welches von Rohrbach als relative Zugänglichkeit bezeichnet wurde. Auch ist Rohrbachs Vorschlag nicht beizupflichten und die Meerferne von 614 km, die mittlere der großen Festländer als Grenze zwischen den küstennahen und -fernen Gebieten zu bezeichnen. Hierfür empfiehlt sich der Wert von 561 km der mittleren Meerferne alles bisher bekannten Landes.

4. Gliederung des Ozeans.

Die Lappen des Kontinentalblockes zerlegen den Ozean in drei Teile, nämlich den Pazifik, Atlantik und Indik[2]),

[1]) Ueber mittlere Grenzabstände. P. M. 1890. S. 76. 89.

[2]) Nach langem Zögern entschließe ich mich, diese der deutschen Zunge nicht geläufigen Benennungen der drei Ozeane anzunehmen. Praktische Gründe erheischen, die Teile des Weltmeeres ebenso mit Eigennamen zu belegen, wie die einzelnen Erdteile, und diese Eigennamen werden hier dem Lateinischen entnommen,

welche mit nordwärts gerichteten Spitzen in das Land eindringen, während sie im Süden miteinander verwachsen, so daß hier ein zusammenhängender Wasserring die antarktischen Gebiete umgibt. Man kann denselben unter die angrenzenden Ozeane aufteilen, indem man ihn durch die Meridiane der Südspitzen des Kontinentalblockes, nämlich 68° W., 20° E., 147° E. zerlegt, man kann ihn auch durch irgend einen Parallel gegen Norden abgrenzen und als einen eigenen Ozean betrachten, an welchen die anderen wie Glieder angefügt sind. Beide Arten der Abgrenzung sind rein konventioneller Natur, die kürzere willkürliche Grenze wird aber durch die genannten Meridiane gebildet; sie mißt, je nach den Grenzen, welche man für die Südpolarländer annimmt, 8—9000 km, während der Parallel 40° S., welcher als Grenze des „Südlichen Ozeans" vorgeschlagen worden ist, auf 29500 km mitten durch den Ozean läuft. Ueberdies trägt die Aufteilung des südlichen Wasserringes unter die angrenzenden Ozeane auch der Bodengestaltung der ozeanischen Becken am meisten Rechnung. Im Norden stehen Pazifik und Atlantik auch in ununterbrochener Wasserverbindung, aber sie hängen nicht unmittelbar miteinander zusammen und es schaltet sich das Arktische Mittelmeer nebst dem Beringsmeere zwischen sie ein; ersteres ist durch die Inselreihe Grönland, Island, Fär-Öer vom Atlantik, letzteres durch die Aleuten vom Pazifik morphologisch geschieden.

Die Einteilung des Weltmeeres durch das Land wurde mit voller Klarheit erst durch Varenius ausgesprochen[1]. Vorher und auch noch geraume Zeit nachher teilte man den Ozean nach seiner Lage in Bezug auf die alte Welt in vier Teile, die man nach den Himmelsgegenden benannte, für den Westozean bürgerte sich der Name des Atlantischen, für den Südozean der des Indischen ein[2]. Krümmel[3] hat die Verwirrung der im 16. und 17. Jahrhundert gebräuchlichsten Namen, welche bei Grandi[4])

welchem auch die Namen der Erdteile in ihrer jetzigen Gestalt entstammen.

[1]) Geographia generalis. Cap. XII.

[2]) Kiepert, Lehrbuch der alten Geographie. Berlin 1878. S.29.

[3]) Morphologie der Meeresräume. 1879. Einleitung.

[4]) Sistema del mundo terraqueo. Venezia 1716. p. 18.

ihren Höhepunkt erreicht, zusammengestellt. Varenius unterschied 1. den Atlantischen, 2. den Pazifischen, 3. den Hyperboräischen (Arktischen) und 4. den Australozean; jedoch meint er, daß auch drei Ozeane unterschieden werden könnten, nämlich der Atlantische, Pazifische und Indische. Die Einteilung von Varenius hat sich allmählich eingebürgert, jedoch hat man den Indischen Ozean mehr und mehr als eigenen unterschieden. Anfang unseres Jahrhunderts war es schon gang und gäbe, die drei großen Ozeane gegeneinander durch die Meridiane der Südspitzen von Amerika, Afrika und Australien zu begrenzen, sowie die Polarmeere auf die Polarregionen zu beschränken. Dies geschah z. B. von Ch. Ad. Müller[1]), später von Heinrich Berghaus[2]), K. v. Raumer[3]), J. J. Günther[4]). Die Abgrenzung des Antarktischen Meeres wurde aber vielfach auch in anderer Weise versucht.

Malte-Brun[5]) ließ das südliche Eismeer oder Australmeer bis zu einer die Südspitzen der Festländer verbindenden Linie, Gaspari[6]) bis zum 60. Parallel reichen, Fr. Vollh. Hoffmann[7]), E. Schmidt[8]) und Reuschle[9]) folgten Malte-Brun und fassen mit Varenius den Indischen Ozean als Golf des Australmeeres auf. Sir John Herschel[10]) schiebt zwischen die drei großen, ländertrennenden Ozeane und das südliche Eismeer einen südlichen Ozean, der sich zwischen den Südspitzen der Festlandlappen und dem südlichen Polarkreis erstreckt, während John Murray[11]) kürzlich als südlichen Ozean den Raum zwischen 40° und 66½° S. versteht. Aber alle diese Versuche bürgerten sich nicht ein, und herrschend ward das oben dargelegte, auf Varenius zurückgehende System, welches auch in einem von A. Petermann[12]) und Krümmel[13]) erwähnten aber erst 1893

---

[1]) Neueste allgemeine Erdbeschreibung für die gegenwärtige Zeit. Hof 1805. S. 11.

[2]) Erste Elemente der Erdbeschreibung. Berlin 1830. S. 54. Allgemeine Länder- und Völkerkunde. I. S. 406.

[3]) Lehrbuch der allgemeinen Geographie. Leipzig 1832. S. 105.

[4]) Physische Geschichte unserer Erde. Nürnberg 1833. 3. Brief.

[5]) Précis de la géographie universelle. Paris 1810. II. p. 164.

[6]) Vollständiges Handbuch der neuesten Erdbeschreibung. Weimar 1819. I. S. 419.

[7]) Die Erde und ihre Bewohner. Stuttgart 1832/38. Hertha. Ulm 1840.

[8]) Lehrbuch d. math. u. phys. Geogr. Göttingen 1830. I. S. 93.

[9]) Handb. d. Geographie od. neueste Erdbeschreibung. Stuttgart 1858. — Die Grenzen der Ozeane. Z. d. G. f. E. IV. 1869. S. 202.

[10]) Physical Geography. Edinburg 1861. p. 43.

[11]) In the height of the land and the depth of the ocean. Scott. geogr. Magaz. IV. 1888. S. 1.

[12]) P. M. 1863. S. 413.

[13]) Morphologie. S. 14. — Der Ozean. Prag 1886. S. 13.

abgedruckten Beschlusse der Londoner geographischen Gesellschaft im Jahre 1845 angenommen wurde [1]). Die gegenwärtig meist befolgte Abgrenzung der Ozeane durch die Polarkreise, welche z. B. von Krümmel und Herm. Berghaus [2]) angenommen ist, hat den Nachteil, daß sie beweglich ist; es nimmt gegenwärtig die Schiefe der Eklyptik jährlich um 0,47 Sekunden ab, so daß sich in der angenommenen Umgrenzung das nördliche Eismeer jährlich um 110 qkm, das südliche um 330 qkm verkleinern würde. Ueberdies wird das Arktische Meer, welches im wesentlichen nur den Charakter eines Mittelmeeres besitzt, morphologisch vom Atlantik durch die erwähnte Inselreihe geschieden, welche mehrfach schon früher, z. B. von Grandi [3]) und Malte-Brun [4]), zur Abtrennung eines Nordmeeres vom Atlantik benutzt worden ist. Jüngst ist Mohn [5]) auf diese Trennung zurückgekommen und spricht von einem europäischen Nordmeere beiderseits des Polarkreises. Für die Ausscheidung eines eigenen südlichen Polarmeeres südlich des südlichen Polarkreises liegt gegenwärtig keine Veranlassung vor, da dasselbe aller Wahrscheinlichkeit nach lediglich einen schmalen Wasserring um einen Landkomplex darstellt.

Gegenüber den einzelnen Ozeanen spielen die Meere ebenso die Rolle von Gliedern, wie die Halbinseln und Inseln gegenüber den Festlandrumpfen der Erdteile. Außer den Rand- und Mittelmeeren kann man noch die ozeanischen Golfe als Teile des Ozeans ausscheiden, welche sich in den Kontinentalblock eindrängen, ohne jedoch vom Weltmeere durch Inselschnüre abgetrennt zu werden. Die Mehrzahl dieser ozeanischen Golfe richtet sich nach Norden (Golf von Guinea, Arabischer und Bengalischer Golf, Golf von Alaska); nur einer (Golf von Biscaya) richtet sich nach Osten. Es spitzt sich in den Golfen der Ozean ebenso vorwiegend nach Norden zu, wie der Kontinentalblock in den Landenden und Halbinseln nach Süden.

Die Tabelle S. 128 enthält eine Uebersicht der Ozeane und ihrer Glieder samt ihren Arealen und Festlandgrenzen. Die Ozeane sind nur bis zum südlichen Polarkreis gerechnet, da die Verteilung von Wasser und Land im

---

[1]) Nomenclature of Oceans. Geogr. Journ. I. 1893. p. 535.
[2]) Physikalischer Atlas. Gotha 1891. Nr. 16.
[3]) A. a. O. § XIV.
[4]) Précis. II. p. 165.
[5]) E.-H. 63 u. 79 zu P. M. 1880 u. 1885.

	Areal in 1000 qkm	Reduz. Küstenlänge in 100 km		Areal in 1000 qkm	Reduz. Küstenlänge in 100 km		Areal in 1000 qkm	Reduz. Küstenlänge in 100 km
Atlantik [1])	78898	436	Pazifik [2])	152441	338	Indik [3])	72250	294
Arktisches Mittelm. [4])	17079	562	Australasiatisches Mittelmeer [5]) . .	9032	143			
Amerik. Mittelmeer	4586	137						
Mittelmeer . . .	2886	241						
Britisches Randmeer	204	38	Berings Randmeer	2323	73	Straßenmeer von Moçambique . .	290	20
Laurentisches „	274	9	Ochotskisches „	1508	56			
			Japanisches „	1044	33			
			Ostchinesisch. „	1228	64			
			Australisches „ [6])	8684	54			
			Kalifornisches Randmeer	167	34	Rotes Meer . . .	449	59
						Perser Meer . . .	237	31
Atlantik und Meere	103927	1423	Pazifik und Meere .	176427	790	Indik und Meere .	73226	404

[1]) Einschließlich des Golfes von Biscaya (136000 qkm) und des Golfes von Guinea (474000 qkm). — [2]) Einschließlich des Alaska-Golfes nördlich 55° N. (686000 qkm). — [3]) Einschließlich des Golfes von Bengalen nördlich 16° N. (623000 qkm). — [4]) Einschließlich des europäischen Nordmeeres, der Nordsee, der Ostsee und der Davisstraße bis 60° N. — [5]) Einschließlich der Andamanen-See (768000 qkm). — [6]) Oestlich Australien bis 46° S. Das Korallenmeer zwischen Australien und Melanesien bis 22° S. ist 3959000 qkm groß.

	Areal	Festländ. Küstenlänge
Ozeane bis zum südlichen Polarkreis . .	303589000 qkm	106300 km
Ozean des antarktischen Gebietes	12078000 „ ?	
Mittelmeere	33583000 „	108300 „
Breite Randmeere	15555000 „	34700 „
Schmale Randmeere	853000 „	12400 „
	365658000 qkm	261700 km
Nachgewiesenes Land	135440000 qkm	
Gemutmaßtes Land	8400000 „	
	509498000 qkm	

antarktischen Gebiete noch unbekannt ist. Nach Formel (27, Kap. II) ergeben sich folgende Werte für die Gliederung der einzelnen Ozeane und des gesamten Weltmeeres:

	Gliederung
Atlantischer Ozean	0,241,
Pazifischer Ozean	0,136,
Indischer Ozean	0,014,
Weltmeer ohne Südpolarmeer	0,165,
Weltmeer mit mutmaßlichem Südpolarmeer	0,158.

Die Tabelle auf S. 128 läßt erkennen, daß die festländischen Küstenlängen der Ozeane etwas kürzer sind als die der Mittelmeere, welche sich also als die eigentlichen landumschlossenen Wasserflächen erweisen, und daß sie nur ²/₃ der Länge sämtlicher Nebenmeerküsten besitzen. Die einzelnen Festländer verhalten sich dabei sehr verschieden. Bei den nördlichen treten die ozeanischen Küsten zurück, bei den südlichen walten sie vor, wie folgende Zusammenstellung lehrt:

	Ozeanische Küsten	Mittelmeerische Küsten	Randmeerküsten
Europa	3400 km	33600 km	900 km
Asien	12900	31900	24900
Nordamerika . .	34600	30000	11000
Afrika	20300	5100	4900
Australien . .	10500	3600	5400
Südamerika . .	24600	4100	—

Für eine Berechnung der Küstenentwickelung des gesamten Ozeanes reichen diese Daten nicht aus, denn derselbe umspült nicht bloß die großen Festländer, sondern auch alle die vielen größeren und kleineren Inseln, und jedwelche festländische oder insulare Küstenlänge stellt einen Teil der Grenzen des Ozeanes dar, welcher nicht vernachlässigt werden darf, wenn das Verhältnis der wirklichen Länge der Grenzen zur minimalen ermittelt werden soll. Auch für Berechnung der Grenzentwickelung der einzelnen Ozeane und Meere genügen die ermittelten Küstenlängen nicht; denn die Grenzen der einzelnen Ozeane und Meere sind nicht bloß festländische, sondern

vielfach, nämlich dort, wo sich Inseln zwischen sie einschalten, insulare, sonst aber verlaufen sie quer durch das Meer. Bestimmte Landgrenzen und konventionelle Wassergrenzen müssen bei Ermittelung der Grenzentwickelung der einzelnen Ozeane und Meere in gleicher Weise verwendet werden, wie dies von Krümmel[1]) bei Berechnung der „Grenzengliederung" der einzelnen Teile des Weltmeeres geschah.

Natürlich haben die dabei erhaltenen Werte nicht die Bedeutung wie die entsprechenden für die großen Landinseln, bei welchen nur Wassergrenzen in Betracht kommen. Dafür gewinnt das Verhältnis der Wasser- und Landgrenzen an Bedeutung, da die letzteren die festen Ufer, die ersteren den Zugang zu anderen Meeren darstellen. Krümmel nannte dies Verhältnis relative Zugangsbreite.

Ferner stellte Krümmel zur Charakterisierung des Inselreichtumes der einzelnen Ozeane und Meere den Begriff der Insulosität auf, nämlich das Verhältnis der Inselfläche zur Wasserfläche. Durch die Insulosität wird ziffermäßig festgestellt, wie inselarm die Ozeane gegenüber den Nebenmeeren sind, und wie unter den letzteren die Mittelmeere an Inselreichtum die Randmeere bei weitem übertreffen, wobei allerdings zu beachten ist, daß die großen Inseln, welche die Randmeere seitlich begrenzen, für Berechnung von deren Insulosität außer Betracht bleiben. Der Umstand, daß die größten Mittelmeere sich auf eine bestimmte Zone der Erde beschränken, vermittelt zugleich den Eindruck, als ob die Häufigkeit der Inseln eine zonale sei, und in höheren Breiten größer als in niederen.

Folgende Tabelle enthält die wichtigsten der von Krümmel berechneten morphometrischen Werte der einzelnen Ozeane und Nebenmeere. Die dabei zu Grunde gelegten Areale decken sich nicht genau mit den sonst hier angegebenen, ferner sind namhafte Differenzen zwischen den von Krümmel angegebenen Landgrenzen der einzelnen Meere und den oben ermittelten vorhanden.

---

[1]) Morphologie der Meeresräume. S. 60.

	Umfang in km	Relative Zugangsbreite	Grenzentwickelung	Insulosität
		%		%
Ozeane:				
Atlantischer Ozean [1]	52800	24	1,84	0,05
Pazifischer Ozean [1]	53200	28	1,44	0,29
Indischer Ozean [1]	48700	25	1,73	1,00
Mittelmeere:				
Nördliches Eismeer [2]	34700	16,5	2,68	10,4
(Nordsee)	3700	18,1	1,42	0,15
(Ostsee)	6400	1,7	2,77	7,2
Australasiatisches Mittelmeer [3]	20400	12,0	2,07	15,7
Amerikanisches Mittelmeer	13000	7,5	1,72	5,0
Mittelmeer	26200	0,06	4,35	3,6
Breite Randmeere:				
Britisches Randmeer	4800	13,9	3,01	16,2
St. Lorenz-Meer	3900	6,2	2,14	8,3
Ostchinesisches Meer	7100	20,2	1,81	0,9
Japanisches Meer	6000	4,6	1,69	0,4
Ochotskisches Meer	7500	8,8	1,83	0,3
Berings-Meer	7700	32,9	1,45	0,7
Schmale Randmeere:				
Rotes Meer	5400	0,5	2,29	0,8
Perser Meer	2600	1,9	1,57	18,4

5. Bemerkungen über geographische Homologieen und Verwandtes.

In den Umrissen der Wasser- und Landflächen hat man eine Reihe von Aehnlichkeiten gefunden. Seitdem Baco von Verulam [4] similitudines physicae in configuratione mundi aufdeckte, bilden dieselben immer von neuem wieder den Vorwurf von Erörterungen, trotzdem A. v. Humboldt [5] entschieden davor warnte,

[1] Nach Süden durch den zur Wassergrenze geschlagenen Polarkreis begrenzt.
[2] Innerhalb des nördlichen Polarkreises.
[3] Ohne Andamanensee.
[4] Novum Organum. Lugd. Batav. 1645. p. 421.
[5] Kosmos. I. S. 318.

in solchen Analogieen Gesetze der Form zu erblicken. Peschel[1]) nannte derartige Erscheinungen gleich L. Agassiz geographische Homologieen und gab ihnen damit eine Bezeichnung, die leicht Mißverständnisse erregt; denn wenn auch wahr ist, wie die Redaktion des Ausland in einer Fußnote zu dem Aufsatze von S. Roth[2]) bemerkte, daß homolog gleichliegend bedeutet und in dieser Bedeutung in der Mathematik angewendet wird, so schreibt doch Peschel selbst, daß die Bezeichnung der vergleichenden Anatomie entnommen sei, die damit ideale Aehnlichkeiten bezeichnen will, welche sich auf die allmählich fortschreitende Umbildung von Körperbestandteilen und Gliedmaßen begründen. Hierzu hat bereits S. Roth sehr treffend geäußert, daß man in der Anatomie diejenigen Organe als homolog bezeichne, welche bei entsprechender Lage und gleichem Ursprunge gewöhnlich verschiedene Form besitzen.

Geographische Homologieen sind von Reinhold Forster[3]), Heinrich Steffens[4]), Peschel[1]) und Reclus[5]) in erheblicher Zahl in den Umrissen der Festländer bemerkt worden, während Ullrich[6]), Wettstein[7]), Th. Fuchs[8]) und Karpinsky[9]) sich namentlich bemühten, die homologe Lage einzelner Glieder der alten und neuen Welt zu erweisen. Alle diese Versuche legen der Grenze von Wasser und Land eine größere Bedeutung zu, als ihr innewohnt. Dieselbe ist nichts Stabiles, eine Verschiebung der Strandlinie nach oben oder unten ergibt bereits die größten Veränderungen in der Gestaltung der Länder und Meere und zerstört die schönsten Homologieen, auf deren Aufzählung hier um so eher verzichtet werden kann, als eine solche bereits anderwärts gegeben wurde[10]).

Nicht anders verhält es sich mit den verschiedenen Versuchen, die Umrisse der Festländer auf geometrische Gesetze zu-

---

[1]) Geographische Homologieen. Ausland 1867. — Neue Probleme. S. 66.

[2]) Einiges über geographische Homologieen. Ausland 1879. S. 71.

[3]) Bemerkungen über Gegenstände der physikalischen Erdbeschreibung. 1783.

[4]) Geognostisch-geologische Aufsätze. Hamburg 1810. S. 177.

[5]) La Terre. I. 5. Aufl. 1883. S. 75.

[6]) Die horizontale Gestalt und Beschaffenheit Europas und Nordamerikas. Leipzig 1883. S. 17.

[7]) Die Strömungen des Festen, Flüssigen und Gasförmigen. S. 47.

[8]) Die regelmäßige Gestalt der Kontinente. Földtani Közlöny 1880. Nr. 1.

[9]) Bemerkungen über die Regelmäßigkeit in der Gestalt und dem Bau der Kontinente. Mél. phys. et chim. Ac. Pétersbourg XII. 1887. S. 717.

[10]) Penck, Geographische Homologieen. Globus LV. 1889. S. 17.

rückzuführen. So findet z. B. Pissis[1]), daß die Küsten vielfach in der Richtung größter Kreise verlaufen. R. Owen[2]) bemerkt, daß diese größten Kreise die Polarkreise tangieren, während sich Jourdy[3]) bemüht, in den entlegensten Teilen der Erde zwei bestimmte Richtungen aufzufinden. Aehnlich verhält es sich mit den Studien von Karl Schröder[4]), sowie jenen von A. Boué[5]) und C. H. Vortisch[6]).

Zahlreich sind die Versuche, die Festlandumrisse durch eine Generaltheorie zu erklären. Hierher gehören die Ansichten von Forster, Pallas[7]) und Weinberger[8]), welche an große Strömungen dachten, die Studien von Karl Friedrich Klöden[9]), Alexander Walker[10]), Streffleur[11]), Wettstein[12]), Graf Pfeil[13]), Dorr[14]) und vielen anderen, welche meinen, von dem vertikalen Aufbau und der inneren Struktur der Erdoberfläche bei genetischer Spekulation absehen zu dürfen.

---

[1]) Sur les rapports qui existent entre la configuration des continents et la direction des chaînes de montagnes. Bull. Soc. géol. (2). V. 1847/48.

[2]) Key to the Geology of the Globe. New-York 1857. — Am. Journ. (2). XXV. p. 130.

[3]) Les dislocations du globe pendant les périodes récentes, leurs réseaux de fractures et la conformation des continents. C. R. CIII. 1886. p. 826.

[4]) Etude synthétique des faits d'alignements naturels à la surface du globe terrestre. Bull Soc. de géogr. (6). XIII. 1877. p. 548.

[5]) Ueber geometrische Regelmäßigkeiten des Erdballes im allgemeinen u. s. w. Sitzgsber. d. k. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. XXIII. 1857. S. 255.

[6]) Ueber geologische Konfiguration. Acad. Caes. Leop. Nova Acta. XXIV. 1854. p. 691.

[7]) Betrachtungen über die Beschaffenheit der Gebirge. St. Petersburg 1778. S. 68.

[8]) Remarques sur la disposition et la configuration des continents et des îles. Bull.-Soc. impér. des naturalistes de Moscou XLII. 1869. p. 198.

[9]) Grundlinien zu einer neuen Theorie der Erdgestaltung. Berlin 1823. — Gestalt und Urgeschichte der Erde. Berlin 1829.

[10]) On the cause of the direction of Continents and Islands, Peninsulas, Mountain Chains, Strata, Currents, Winds, Migrations and Civilisation. Phil. Mag. III. 1833. p. 426.

[11]) Die Entstehung d. Kontinente u. Gebirge. Wien 1847. S. 111.

[12]) Die Strömungen des Festen, Flüssigen und Gasförmigen. Zürich 1880.

[13]) Kometische Strömungen auf der Erdoberfläche. Berlin 1879.

[14]) Ueber das Gestaltungsgesetz der Festlandumrisse. Liegnitz 1879.

Kapitel IV.

Der senkrechte Aufbau der Erdkruste.

1. Abyssische und kontinentale Gebiete.

Die Umrisse des Kontinentalblockes und der großen ozeanischen Flächen entsprechen in großen Zügen der Verteilung der durchschnittlich hoch und tief gelegenen Stücke der Erdkruste; die Linie des mittleren Niveaus der letzteren, nämlich die Isobathe 2435 m, umschließt fast alle größeren Landflächen in zusammenhängender Weise und sondert dieselben von dem weit tiefer gelegenen Boden der Ozeane. Hugh Robert Mill hat eine kartographische Darstellung des Verlaufes der Isobathe der mittleren Krustenhöhe, des von ihm etwas zu tief (2560 m) geschätzten „Mean Sphere Level" gegeben [1]). Dieselbe umzieht den Kontinentalblock ziemlich genau in den angenommenen Grenzen, sie schließt alle Nebenmeere, sowie auch namentlich die größeren außenständigen Inseln in demselben ein. Neuseeland liegt auf einer untermeerischen Schwelle, welche sich vom nördlichen Australien und südlichen Neu-Guinea gegen Südosten erstreckt und auch Neu-Caledonien, sowie die Salomoninseln trägt. Ebenso erheben sich die Falklandinseln auf einer Schwelle, die, von Südamerika ausgehend, möglicherweise bis nach Süd-Georgien und den atlantischen Sandwichinseln reicht. Ob Madagaskar gleichfalls von der alle Festländer einschließenden Isobathe des mittleren Krustenniveaus umschlungen wird, oder ob es außerhalb derselben gelegen ist, läßt sich nach den vorliegenden Lotungen noch nicht mit Sicherheit sagen. Liegt es außerhalb jener Isobathe, so ist es nur durch eine so schmale und so wenig tiefe Furche vom Kontinentalblock getrennt, daß es dennoch zum letzteren gehörig erscheint.

---

[1]) The Vertical Relief of the Globe. Scott. Geogr. Mag. VI. 1890. p. 183.

Zwischen dem Kap S. André und Moçambique, wo Madagaskar am meisten Afrika genähert ist, sind bislang nur 2070 m gelotet worden, während nördlich und südlich davon der Meeresgrund mehr als 3000 m Tiefe besitzt. Solche Tiefen drängen sich zwischen die Comoren [1]) und die Bassas da India einerseits und das afrikanische Festland andererseits. Hält man diese Tiefen für zusammenhängend, so liegt Madagaskar außerhalb des über das mittlere Krustenniveau ansteigenden Festlandblockes und ist von demselben durch eine etwa 100 km breite, 400—700 m unter das mittlere Krustenniveau eingesenkte Furche getrennt. So wird die Sachlage von Krümmel [2]), Supan [3]) und Mill aufgefaßt.

Das mittlere Krustenniveau wird auch vom Boden der südlichsten Teile der Ozeane überschritten. Die vorhandenen Lotungen sind von J. Murray [4]) verarbeitet, und Mill nimmt an, daß das gesamte antarktische Gebiet über dem mittleren Krustenniveau gelegen ist: Inwieweit diese nach ihren Erhebungsverhältnissen kontinentalen Gebiete mit den übrigen zusammenhängen, läßt sich nach den vorhandenen Lotungen nicht entscheiden. Jedenfalls werden die Becken der drei großen Ozeane im Süden, wo deren Wasserflächen miteinander verwachsen, durch untermeerische Schwellen voneinander getrennt, welche nur unbeträchtlich, nämlich bloß 500—1000 m, unter dem mittleren Krustenniveau bleiben, während durchschnittlich der Meeresboden 1200 m unter dem gedachten Niveau gelegen ist. Die drei Ozeane bezeichnen große zusammenhängende Einsenkungen der Erdkruste, welche durch erhabene, im Norden und Süden miteinander verwachsende Partieen voneinander getrennt sind. Diese erhabenen Partieen überragen fast überall das mittlere Krustenniveau. Der durch die Verteilung von Wasser und Land angedeutete und in der Bodengestalt der Ozeane sich klar aussprechende jeweilige Zusammenhang der hoch

---

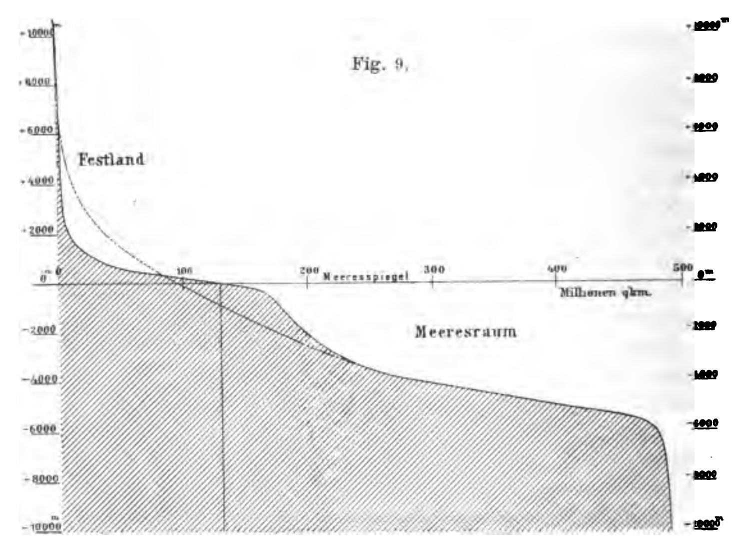
[1]) Vergl. auch Supan, Die Tiefseeforschungen in den Jahren 1888—1890. P. M. 1892. S. 61.

[2]) Tiefenkarte des Indischen Ozeans. Z. f. wiss. Geogr. II. 1881. Taf. 2.

[3]) Tiefenkarte des Indischen Ozeans. P. M. 1889. Taf. 10.

[4]) The Exploration of the Antarctic Regions. Scott. Geogr. Mag. II. 1886. p. 527. — On the Height of the Land and the Depth of the Ocean. Ebenda IV. 1888. p. 1.

und tief gelegenen Krustenpartieen geht Hand in Hand mit einer scharfen Abgrenzung beider. Es setzen sich die hochgelegenen Krustenteile mit einem deutlichen Abfalle gegen die tief gelegenen ab. Dies wird durch den Verlauf der hypsographischen Kurve der gesamten Erdkruste veranschaulicht (Fig. 9). Dieselbe senkt sich vom höchsten Krustenpunkte, dem 8840 m hohen Gaurisankar,



Hypsographische Kurve der Erdkruste.

steil auf 2000 m herab, so daß kaum 2 % der gesamten Kruste letztere Höhe überschreiten. Darauf mindert sich die Steilheit des Abfalles und derselbe geht in etwa 500 m Höhe in eine äußerst sanfte und sehr gleichmäßige Abdachung über, welche sich bis ungefähr 200 m Tiefe verfolgen läßt und nicht weniger als 20,9 % der Erdoberfläche umfaßt. Hierauf folgt ein steiler Abfall der Kurve, dessen Fuß in etwa 2500—3000 m Tiefe, also wenig tiefer als das Niveau der mittleren Krustenhöhe, gelegen ist und sohin morphologisch die Scheide zwischen den hoch und tief gelegenen Teilen der Erdkruste darstellt. Nun wird

der Verlauf der hypsographischen Kurve wieder flacher, bis sie in rund 6000 m Tiefe abermals scharf umbiegt und sich rasch zum tiefsten bislang angetroffenen Punkte, östlich der Kurilen, 8513 m unter dem Meeresniveau senkt.

Man kann nach diesem Verlaufe der Kurve zwei verschiedene Teile der Erdkruste unterscheiden, nämlich die hoch, zwischen 200 m Tiefe und 8840 m Höhe, gelegenen Kontinentaltafeln, und die zwischen 2500 und 8500 m Tiefe gelegenen abyssischen Regionen. Den ersteren sind noch bedeutende Höhen von relativ bescheidenem Areale aufgesetzt, in die letzteren die größten Tiefen, welche gleichfalls geringes Areal haben, eingesenkt. Zwischen die Kontinentaltafeln und die durchschnittlich 4500 m tiefer gelegenen abyssischen Regionen schaltet sich eine Abfallregion ein, die nur 10,4 % der Erdoberfläche einnimmt. Diese aktische (steilufrige) Region stellt die Abböschung des Kontinentalblockes dar. Das wichtigste Niveau auf der Erdoberfläche, der Meeresspiegel, zeigt keinerlei Beziehung zu diesen drei sich durch ihre Erhebungsverhältnisse deutlich sondernden Teilen der Erdkruste. Er zerschneidet die Kontinentaltafel; das über ihm gelegene Land verteilt sich auf Hoch- und Tiefland, ebenso wie das Meer in die Tief- und Flachsee zerfällt. Die letztere ist eine Ueberflutung oder Transgression der Kontinentaltafel, während die Tiefsee sich über den aktischen und abyssischen Regionen erstreckt.

Die Grenzen des Tieflandes und der Flachsee werden durch allgemeine Abstufungen im Relief der Kruste bestimmt, welche als Knickungen im Verlaufe der hypsographischen Kurve entgegentreten, die aber nicht an jeder Stelle der Erdoberfläche im gleichen Niveau vorhanden sind. Der fast allenthalben scharfe Rand der Kontinentaltafel liegt durchschnittlich zwar ziemlich allgemein in 200 m (bezw. 100 Faden) Tiefe, aber an der Westküste Europas tritt er, wie Godwin Austen[1]) längst gezeigt,

---

[1]) On the Valley of the English Channell. Q. Journ. Geol. Soc. V. 1850. p. 69.

erst in 400 m Tiefe entgegen, während er an der Westküste Afrikas bereits in 50 m Tiefe liegt. Manchmal fehlt die Flachsee überhaupt, wie z. B. an der ligurischen Küste, und es fällt das Hochland steil in die Tiefsee ab. Weniger scharf als der Rand der Kontinentaltafel ist die Grenze zwischen Hoch- und Tiefland. Sehr häufig zwar wird dieselbe durch die Grenze zwischen Ebenen und Gebirgen bezeichnet, aber diese Grenze liegt bald nahe dem Meeresspiegel, bald einige hundert Meter über demselben, und nicht selten fehlt ein eigentliches Tiefland ebenso wie die Flachsee. Auch der Fuß der Kontinentaltafel liegt nicht allenthalben im gleichen Niveau. Man sieht ihn da und dort, z. B. an der Westküste Nordafrikas in etwa 1500 m, während er an der Westküste Südamerikas in fast 6000 m, an der Ostküste Asiens bei den Kurilen in über 8000 m Tiefe liegt. Aber überall ist dieser Fuß vorhanden, allenthalben offenbart sich ein scharfer Absatz zwischen den zum Teil sehr steilen Böschungen der Kontinentaltafel und den ebenen Flächen des Meeresgrundes. Im Mittel nun für die gesamte Erde erscheinen die genannten Abstufungen in Tiefen, an welchen sie an den einzelnen Orten sehr wohl fehlen können, und wie alle Mittelwerte haben die angegebenen für die Grenzhöhe der abyssischen, aktischen und kontinentalen Region nicht überall reelle Bedeutung.

Denkt man sich den sanft ansteigenden Teil der hypsographischen Kurve der Kruste nach oben hin dermaßen fortgesetzt, daß er stetig steiler werdend zum höchsten Punkte des Landes führt, so schneidet die entstandene (in Fig. 9, S. 136, gestrichelte) Kurve die Kontinentaltafel mitten entzwei und nimmt von derselben ebensoviel weg, wie weiterhin zwischen ihr und der Kurve der Kruste fehlt. Es erweckt dies den Eindruck, als ob die Massen, welche den scharfen Rand der Kontinentaltafel bilden, aus höher gelegenen, stetig ansteigenden Krustenteilen gleichsam herausgenommen wären.

Die Absonderung von Hoch- und Tiefland, von Flach- und Tiefsee ist seit langem bekannt. Nachdem früher schon einzelne Autoren oft recht charakteristische Beschreibungen des vertikalen

Aufbaus einzelner Gebiete gegeben hatten, bezeichnete Philipp Buache[1]) die Stellen, in welchen ein Zusammentreffen von Gebirgsketten wirklich stattfindet oder gemutmaßt wird, als Plateau. Diese Benennung ward im Deutschen durch Plattform oder Hochland wiedergegeben[2]), und es wurden verschiedene Versuche unternommen, die Hochländer hypsometrisch gegenüber tiefer gelegenen Gebieten abzugrenzen. Karl Ritter bezeichnete als Hochländer Gesamterhebungen von 1300 m Meereshöhe, später ward diese Zahl herabgemindert. F. v. Strantz[3]) läßt das Hochland bei 330 m beginnen; R. Lehmann[4]) und Letoschek[5]) bei 500 m. Die unter dem Hochlande gelegenen Partieen erhielten den Namen Tief- oder Niederland, und vielfach wird dazwischen noch ein Mittelland oder Mittelhochland von 200—500 m eingeschaltet. Diese Einteilung ist besonders in den verschiedenen militärischen Terrainlehren ausgebildet worden, und es sind zum Teil sehr subtile Unterschiede zwischen den einzelnen Erhebungsstufen aufgesucht worden[6]). Karl Friedrich Naumann wendet sich gegen derartige Versuche mit folgenden Worten: „Unter Hochländern versteht man weit ausgedehnte Landstriche, welche in ihrer Gesamtausdehnung eine bedeutende mittlere Höhe haben, unter Tiefländern dagegen weit ausgedehnte Landstriche, welche in ihrer Gesamtausdehnung eine sehr geringe Höhe haben. Absolute Maßbestimmungen lassen sich nicht füglich festsetzen, so wenig, als überall die Grenze scharf angegeben werden kann, wo ein Hochland in ein benachbartes Tiefland übergeht“[7]). Diese klare Darlegung des Sachverhaltes geht nur darin zu weit, daß sie an der Möglichkeit, absolute Maßbestimmungen zu gewinnen, zu sehr zweifelt. Das Areal der Hoch- und Tieflandschaften der Erde und Europas ermittelte G. A. v. Klöden[8]). Uebrigens ist im Auge zu behalten, daß Hoch- und Tiefland nicht selten gegensätzlich gebraucht werden, in Oberbayern gelten die Alpen als Hochland, das Vor-

---

[1]) Essai de géographie physique etc. Mém. Acad. de Paris. 1752. p. 399. Vergl. Histoire de l'Académie. 1752. p. 117.

[2]) Vergl. Karl Ritter, Die Erdkunde. I. 1817. S. 72.

[3]) Ueber die dynamische Gestaltung des Hoch- und Tieflandes. Annalen der Erdkunde. II. 1830. S. 145.

[4]) Vorlesungen über Hilfsmittel und Methode des geographischen Unterrichts. Halle 1886. S. 186.

[5]) Hochland-Tiefland. Zeitschr. f. Schulgeogr. VIII. 1887. S. 168.

[6]) Vergl. z. B. Leitfaden für den Unterricht in der Terrainlehre. Berlin. Unschuld von Melasfeld, Terrainlehre, eine gesonderte Wissenschaft. Wien 1884. Cybulcz, Handbuch der Terrainformenlehre. Wien 1882.

[7]) Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. 1858. I. S. 308.

[8]) Handbuch der physischen Geographie. Berlin 1859. S. 94. — Das Areal der Hoch- und Tieflandschaften Europas. Berlin 1873.

land als Tiefland. Aehnlich ist der Gegensatz von Highland und Lowland in Schottland.

Daß die 200 m- (100 Faden-)Linie in der Gestaltung des Meeresbodens eine hervorragende Rolle spielt, ist eine in nautischen Kreisen wohlbekannte Thatsache. Bereits Graf Marsilli[1]) verzeichnete auf seiner Karte des Golfes du Lion die Linie von 60—70 Faden, welche die unergründlichen Tiefen von den lotbaren trennt. Jenseits der 100 Fadenlinie trifft man namentlich im nördlichen Atlantik einen sehr beträchtlichen unterseeischen Steilabfall, welcher mit dem Handlote nicht mehr ergründet werden kann, und es ist, seitdem De la Beche[2]) zum erstenmale auf einer Karte diesen Abfall darstellte, oftmals ausgesprochen worden, daß der Rand jenes Steilabfalles die eigentliche Grenze Europas bilde. Die bis zu diesem Rande sich erstreckende Flachsee aber ist öfters schon als unterseeische Fortsetzung des Festlandes gedeutet worden[3]), und sie findet auf neueren Karten auch gebührende Darstellung durch Hervorhebung der 100 Fadenlinie. Der Verlauf der letzteren weicht vielfach von jenem der Gestade ab und läßt erkennen, daß eine ganze Reihe von Meeren nichts anderes darstellt, als eine seichte Ueberflutung der Kontinentaltafeln, weswegen sie als Transgressionsmeere[4]) bezeichnet wurden.

Das Vorhandensein eines besonderen Fußes der Kontinentaltafel ist erst durch die neueren Tiefseeforschungen erwiesen worden und derselbe ist bald nach dem Bekanntwerden dieser Ergebnisse von Peschel[5]) und Haughton[6]) übereinstimmend in 3650 m (2000 Faden), nämlich der mittleren Tiefe des Meeres, gesucht worden. Die Einteilung der Erdoberfläche in drei große Regionen, die abyssische, die Randregion und die kontinentale, rührt von John Murray[7]) her. Mill[8]) nahm dieselbe an, begrenzte die abyssische Region nach oben durch das mittlere Krustenniveau, und die Uebergangs- (Transitional-)Region durch den Meeresspiegel. Nach ihm halbiert die Niveaulinie der mittleren Krustenhöhe die starre Erdoberfläche. Dies ist aber nur annähernd der Fall. Thatsächlich ist es das Niveau von bis 3250 m, welches die Oberfläche

---

[1]) Histoire physique de la mer. Amsterdam 1725. Taf. 1.

[2]) Researches in Theoretical Geology. London 1834. p. 190.

[3]) Vergl. III. Buch. Kap. III.

[4]) Penck, Ausland. 1884. S. 669.

[5]) Die Abhängigkeit des Flächeninhalts der Festlande von der mittleren Tiefe der Weltmeere. Das Ausland 1871. S. 240. Neue Probleme. 2. Aufl. S. 75.

[6]) Six lectures on physical Geography. 1880. p. 50.

[7]) The Great Ocean Basins. Rep. British Assoc. Aberdeen 1885. The Nature 1885. XXXII. p. 581 (583).

[8]) The Vertical Relief of the Globe. Scott. Geogr. Mag. VI. 1890. p. 182.

halbiert, und über dem mittleren Niveau der letzteren liegen nur 43,24% der Erdoberfläche.

Die allgemeine Verteilung der Höhen der Erdkruste auf drei verschiedene Regionen kann als eine gesicherte Thatsache gelten, wenn auch im einzelnen noch mancherlei nicht unbedeutende Unsicherheiten herrschen. Dieselben drängen sich bei Vergleich der einzigen vorliegenden Angaben über die Verteilung der einzelnen Höhenstufen, nämlich den von A. de Lapparent [1]) und John Murray [2]) herrührenden, auf.

Folgende Tabelle enthält dieselben [3]), und es ist zugleich angegeben, ob das Areal einer Höhenstufe größer (+) oder kleiner (—) ist, als es unter der Voraussetzung völlig gleichmäßigen Anstieges der Krustenoberfläche vom tiefsten zum höchsten Punkte wäre. Unter dieser Voraussetzung würden auf die Höhenstufe von 1 km 5,8% der Erdoberfläche entfallen.

Aufbau der Erdkruste.

Es liegen	nach de Lapparent		John Murray	
in über 2 km Höhe	1,3%	—	1,85%	—
1—2 " "	4,2	—	4,82	—
0—1 " "	20,6	+	20,86	+
0—1 " Tiefe	5,9	+	8,77	+
1—2 " "	4,4	—	3,47	—
2—3 " "	7,4	+	6,94	+
3—4 " "	10,4	+	15,04	+
4—5 " "	15,5	+	23,86	+
5—6 " "	21,4	+	12,36	+
6—7 " "	7,4	+	1,52	—
über 7 " "	1,5	—	0,51	—
	100,0%		100,00%	

---

[1]) Traité de géologie. 1. Aufl. Paris 1882. p. 62. 2. Aufl. 1885. p. 63.

[2]) On the Height of the Land and the Depth of the Ocean. Scott. Geogr. Mag. IV. 1888. p. 1.

[3]) Die von Murray ausgemessenen Höhenstufen sind nach englischem Maße begrenzt. Die hier mitgeteilten Zahlen sind in folgender Weise gewonnen: Mit Murrays Werten für die prozentuale Entwickelung der einzelnen Höhenstufen (a. a. O. p. 8 u. 20) wurden hypsographische Kurven für das Wasser und Land konstruiert, und die daraus entnommenen Anteile der einzelnen Höhenstufen unter Annahme des oben angegebenen Verhältnisses von Wasser und Land (1 : 2,609) auf die gesamte bekannte Erdoberfläche umgerechnet.

Trotzdem zwischen den Ergebnissen von de Lapparent und Murray Differenzen vorkommen, die sich auf 9,4 % der gesamten Erdoberfläche in einer Höhenstufe (— 5 bis — 6 km) belaufen, so zeigen doch beide denselben charakteristischen Wechsel der Vorzeichen: es werden die zu großen Areale der Kontinentaltafel zwischen 1 km Höhe und 1 km Tiefe getrennt von den zu großen Arealen der abyssischen Regionen durch die zu kleine Höhenstufe von 1—2 km Tiefe. Nach de Lapparents Zahlen ergibt sich eine mittlere Krustenhöhe von —2900 m, aus Murrays Daten von —2435 m. Letzterem Werte kommt der von Heiderich[1]) auf anderem Wege gewonnene von —2285 m ziemlich nahe, was zu Gunsten von Murrays Zahlen spricht. Nach letzteren gestaltet sich die Höhenentwickelung der Kruste im Intervalle von 1000 m Höhe bis 1000 m Tiefe wie folgt:

Es liegen Prozente der Erdoberfläche zwischen

500—1000 m	200—500 m	0—200 m Höhe
5,26	7,51	8,09

0—200 m	200—500 m	500—1000 m Tiefe
5,30	1,59	1,88

Die Stufe von 0—200 m Tiefe gehört teilweise zum Lande als Gebiet der Depressionen, welche 0,17 % der Erdoberfläche einnehmen.

Die unbekannten antarktischen Gebiete sind bei diesen Ermittlungen der mittleren Krustenhöhen ausgeschlossen worden. Nimmt man hier ein vergletschertes Festland von 9 000 000 qkm mit etwa 1000 m mittlerer Höhe an, und schlägt die Tiefe des umgebenden Meeres mit Murray zu 1150 m an, so würde sich die mittlere Krustenhöhe zu 85—90 m höher als berechnet ergeben.

2. Der Aufbau der einzelnen Erdteile und Meeresräume.

a) Die Entwickelung der Höhenstufen und die mittleren Höhen.

Die in obiger Tabelle niedergelegten Daten Murrays sind durch eine Summierung der entsprechenden Werte für die einzelnen Erdteile und Ozeane gewonnen. Dieselben werden in folgenden Tabellen mitgeteilt, die hypsographischen Kurven Fig. 10 und 11 auf S. 144 stellen den entsprechenden Aufbau der Festländer und der Ozeane dar.

[1]) Die mittleren Erhebungsverhältnisse der Erdoberfläche. Geogr. Abh. V, 1. 1891. S. 93.

Es liegen Prozente der Fläche	Europa[1]	Asien	Afrika	Australien	Nordamerika	Südamerika	Landoberfläche
unter dem Meeresniveau	1,7	1,3	0,1	—	0,1	—	0,6
in 0— 200 m	55,1	24,1	15,3	36,0	32,3	42,6	29,2
200— 500	26,6	18,2	34,4	54,6	28,3	26,4	27,1
500—1000	9,8	22,2	27,6	6,1	15,0	15,6	19,0
1000—2000	5,3	20,1	19,2	2,5	18,3	6,4	16,4
2000—3000	0,7	5,5	1,4	0,6	4,3	2,9	3,6
3000—4000	0,7	4,1	0,9	0,2	1,5	2,5	2,1
4000—5000	0,1	3,4	0,1	—	0,1	2,3	1,5
5000—6000	—	1,0	0,0	—	0,1	1,2	0,5
über 6000	—	0,1	—	—	—	0,1	0,0
Mittlere Höhe	330 m	1010 m	660 m	310 m	650 m	650 m	735 m

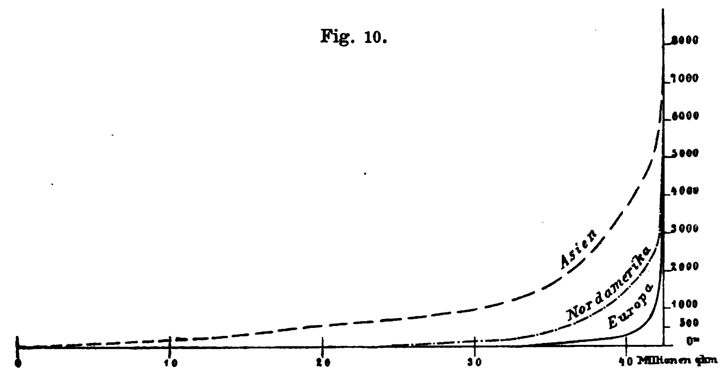
Es liegen Prozente der Fläche	Atlantik[2]	Indik[3]	Pazifik[4]	Weltmeer[2]	Offener Ozean[2]	Nebenmeere
in 0— 200 m Tiefe	11,5	4,6	5,4	7,1	3,5	36,3
200— 500 „ „	3,9	1,9	1,4	2,2	1,0	12,2
500—1000 „ „	4,4	1,9	1,7	2,6	1,5	10,8
1000—2000 „ „	7,6	3,9	3,5	4,8	3,2	17,5
2000—3000 „ „	9,6	13,5	7,9	9,6	9,1	13,4
3000—4000 „ „	17,8	23,4	21,5	20,8	22,3	8,7
4000—5000 „ „	23,7	35,5	37,7	33,0	37,0	0,8
5000—6000 „ „	17,1	15,3	17,9	17,1	19,2	0,3
6000—7000 „ „	3,4	—	2,2	2,1	2,4	0,0
über 7000 „ „	1,0	—	0,8	0,7	0,8	—
Mittlere Tiefe	3290 m	3590 m	3870 m	3650 m	3950 m	1100 m

Die hypsographischen Kurven der einzelnen Festländer stimmen im großen und ganzen miteinander über-

[1]) Mit Kaukasien.
[2]) Bis zum südlichen Polarkreis.
[3]) Mit Andamanensee bis zum südlichen Polarkreis.
[4]) Ohne Andamanensee bis zum südlichen Polarkreis.

ein. Die von Europa, Asien, Nord- und Südamerika lassen einen stetig steiler werdenden Anstieg des Landes erkennen, während derselbe bei Afrika und Australien

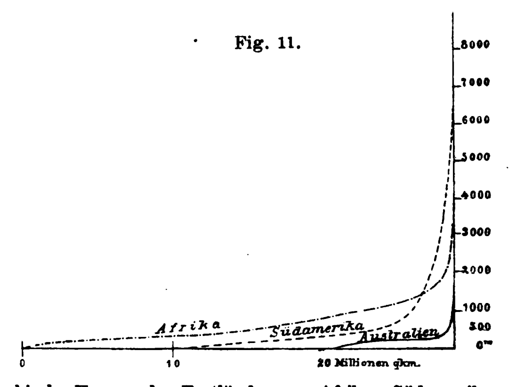
Fig. 10.



Hypsographische Kurven der Festländer von Europa, Asien, Nordamerika.

anfänglich steiler und dann sanfter und schließlich wieder steiler wird, entsprechend der plateauartigen Entwickelung dieser beiden Festländer. Die hypsographische Kurve

Fig. 11.



Hypsographische Kurven der Festländer von Afrika, Südamerika, Australien.

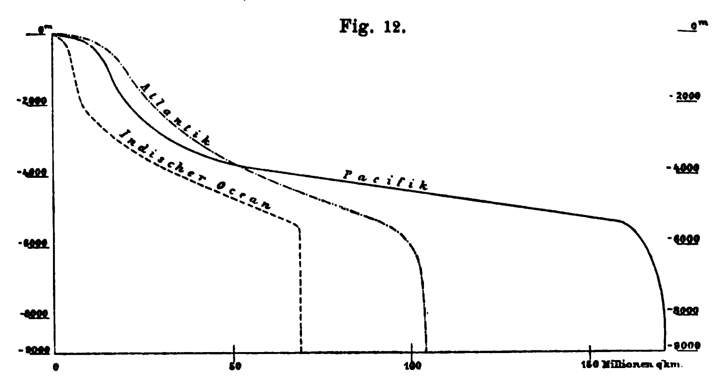
des gesamten Landes wird gleichfalls stetig steiler und zeigt keine Wölbung der unteren Partieen. Sie steigt

zunächst sehr sanft bis etwa 500 m an, dann erhebt sie sich rascher und rascher.

Es geht dies aus folgender Tabelle deutlich hervor, welche den Anteil des Landes an jeder Höhenstufe von 100 m angibt:

zwischen		
0 u. 200 m	liegen in jeder Höhenstufe von 100 m	14,6 % d. Landes
200 „ 500 „	„ „ „ „ „ „ „ „	9,0 „ „ „
500 „ 1000 „	„ „ „ „ „ „ „ „	3,8 „ „ „
1000 „ 2000 „	„ „ „ „ „ „ „ „	1,7 „ „ „
2000 „ 3000 „	„ „ „ „ „ „ „ „	0,4 „ „ „
3000 „ 4000 „	„ „ „ „ „ „ „ „	0,1 „ „ „
4000 „ 8840 „	„ „ „ „ „ „ „ „	0,04 „ „ „

Fig. 12.



Bathygraphische Kurven des Atlantischen, Pazifischen und Indischen Ozeans.

Man sieht, wie die relative Abnahme des Areales der Höhenstufen von je 100 m im Intervalle von 500 auf 1000 m größer ist (58 %), als im Intervalle von 200 auf 500 m (38 %) und in dem von 1000 auf 2000 m (55%) gegenüber dem jeweilig tiefer liegenden Intervalle. Es beginnt also bei 500 m ein rascherer Anstieg der Kurve.

Auch die bathygraphischen Kurven der einzelnen Ozeane stimmen mit der des Gesamtozeanes im allgemeinen überein. Charakteristisch für alle ist, daß sie sich zunächst sehr allmählich auf 200 m herabsenken, worauf sie dann rascher und rascher fallen.

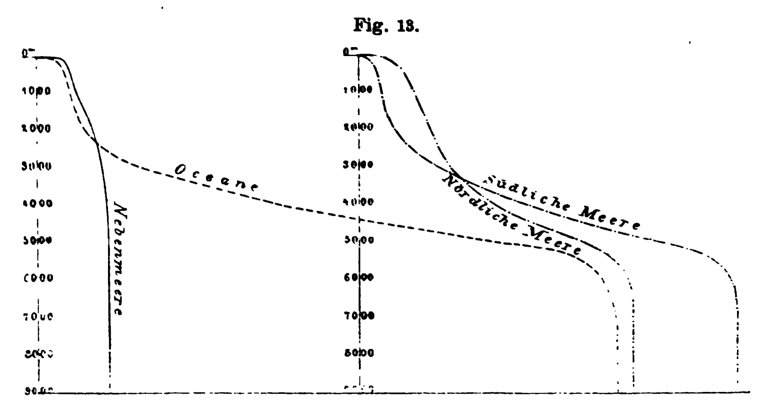
Folgende Zusammenstellung zeigt den Anteil eines jeden Ozeans an den Tiefenstufen von je 100 m:

Es entfallen auf je 100 m Tiefenintervall zwischen

0 u. 200 m	5,8 % d. Atlantik,	2,3 % d. Indik,	2,7 % d. Pazifik
200 „ 500 „	1,3 „ „ „	0,6 „ „ „	0,4 „ „ „
500 „ 1000 „	0,9 „ „ „	0,4 „ „ „	0,3 „ „ „
1000 „ 2000 „	0,8 „ „ „	0,4 „ „ „	0,3 „ „ „

Zwischen 1000 und 2000 m Tiefe haben alle bathygraphischen Kurven ihre steilste Neigung. Darauf verflachen sie sich wieder und haben insgesamt zwischen 4000 und 5000 m Tiefe wieder sehr geringes Gefälle.

Fig. 13.



Bathygraphische Kurven der Ozeane, Nebenmeere, der nördlichen und südlichen Meere.

Weder die hypsographischen Kurven der einzelnen Erdteile, noch die bathygraphischen der Ozeane können auf bestimmte mathematische Kurven zurückgeführt werden. Daher darf man ihnen nicht ohne weiteres bestimmte physikalische Bedeutung zuschreiben, was Supan[1]) thut, indem er die des Landes mit einer Erosionskurve vergleicht. Es ist bereits gezeigt worden, daß es sich hier um eine rein äußerliche Aehnlichkeit handelt[2]).

b) Geschichtliches über die mittleren Erhebungsverhältnisse.

Mutmaßungen über die mittlere Höhe des Landes und die mittlere Tiefe des Meeres wurden bereits geäußert, noch bevor

[1]) P. M. 1889. S. 19.
[2]) P. M. 1890. S. 155.

genaue Höhen- und Tiefenmessungen vorlagen. Riccioli[1]) setzte z. B. gleich seinen Zeitgenossen die mittlere Tiefe des Ozeans gleich 500—1000 Schritte (400—800 m), und leitete daraus, unter Annahme von Flächengleichheit des Landes und Wassers, ein Verhältnis des Meeres zum Erdvolumen von 1 : 6908 bezw. 1 : 3454 her, während es thatsächlich 1 : 880 ist. J. A. de Luc veranschlagte die mittlere Höhe der Festländer auf 585 m (300 Toisen)[2]). Anfang unseres Jahrhunderts brach sich die Anschauung Bahn, daß die Erhebung des Landes über das Meer nur einen verschwindenden Bruchteil der Gesamtmasse der Erde bilde[3]), und Laplace[4]) glaubte, daß die Erde mit allen Unebenheiten ihrer physischen Oberfläche doch nahezu vollkommen die Gestalt eines Rotationskörpers besitze, da jene Unebenheiten im Vergleiche zur Gesamtgröße der Erde sehr unbeträchtlich seien und gegenüber dem Betrage der Abplattung verschwänden. Er nahm an, daß die mittlere Tiefe des Meeres eine Größe von derselben Ordnung wie die mittlere Höhe des Landes sei, welch letztere 1000 m nicht übersteigt. E. Schmidt[5]) setzte die mittlere Höhe des Landes gleich 370 m ($^1/_{20}$ deutsche Meile), die mittlere Tiefe des Meeres zu 1900 m ($^1/_4$ Meile). A. v. Humboldt[6]) nahm die ersten genaueren Schätzungen der Erhebung einzelner Festländer vor, und bestimmte daraus deren mittlere Höhe oder, wie er sich ausdrückte, die Höhe von deren Schwerpunkt. Seine Ergebnisse, welche in viele Lehrbücher übergegangen sind, lauten:

Nordamerika .	228 m	Asien	351 m
Südamerika . .	346 m	Europa . . .	205 m
Die ganze neue Welt	285 m	Alle vier Erdteile	308 m.

Die mittlere Höhe Afrikas und Australiens wagte Humboldt noch nicht zu schätzen; er glaubte, daß dieselben sein Endresultat für die mittlere Höhe der kontinentalen Länder nicht stark beeinflussen könnten. Mehrfach betonte Humboldt, daß jenes Endergebnis weit hinter dem von Laplace gemutmaßten Werte zurückbleibe. 1874 schätzte Leipoldt[7]) von neuem die mittlere Höhe Europas nach Humboldts Verfahren; er erhielt 90 m mehr

---

[1]) Almagestum novum. Bononiae 1651. Cap. XIV. p. 71.

[2]) Lettres philosophiques. II. p. 190.

[3]) Malte Brun, Précis. II. p. 167.

[4]) Œuvres complètes. IV. p. 277. (Exposition du système du monde, liv. IV. Chap. VIII.)

[5]) Lehrbuch der mathem. u. phys. Geogr. I. 1830. S. 21.

[6]) Versuch, die mittlere Höhe der Kontinente zu bestimmen. Annal. d. Phys. u. Chemie. LVII. 1842. S. 407. — Monatsb. d. Berliner Akadem. Juli 1842. — Berghaus' Annalen. IV. Reihe. II. Hft. 1. — Zentralasien. Deutsch von Mahlmann. Berlin 1844. I. S. 75, 120. — Kleinere Schriften. Stuttgart 1853. S. 398. — Kosmos. I. S. 313.

[7]) Ueber d. mittl. Höhe Europas. Plauen 1874. (Diss. Leipzig.)

als Humboldt, nämlich 296,838 m, und schloß daraus, daß Humboldts Zahlen eher Minimal- als Maximalwerte darstellten. In der That erhielt Jos. Chavanne[1]) für die mittlere Höhe Afrikas 661,8 ± 21 m, und jene von Asien wurde vom Verf. bereits 1883 zu etwa 750 m veranschlagt[2]).

Die Schätzungen der mittleren Meerestiefe knüpften zunächst an das Gezeitenphänomen an. Laplace hatte durch seine Theorie gezeigt, wie dasselbe durch die mittlere Meerestiefe beeinflußt wird, und fand bei seiner Bearbeitung der Gezeiten von Brest, daß jene mittlere Tiefe nur unbedeutend sei[3]), nachdem Thomas Young[4]) schon eine solche von 4800 m berechnet hatte. Weitere einschlägige Untersuchungen rühren von Haughton[5]) und Whewell her; ersterer schloß aus den Gezeiten der irischen Küste auf eine mittlere Meerestiefe von 8210 m, während letzterer dafür 5500 m ermittelte; Ferrel fand auf Grund seiner Schwankungstheorie die mittlere Tiefe des Atlantik längs des 52. nördl. Parallels zu 2480 m und längs des 35. Parallels zu 6080 m[6]). Genauere Ergebnisse lieferten die Versuche, aus Erdbebenflutwellen Meerestiefen herzuleiten. Bache[7]) fand für den Pazifik eine solche von 4300—5500 m. Peschel[8]), v. Hochstetter[9]) und E. Geinitz[10]) berechneten aus den Flutwellen des Erdbebens von Arica und Iquique für einzelne Strecken eine Tiefe von durchschnittlich rund 4000 m. Aber abgesehen von später geltend gemachten Bedenken[11]) gegen die Zulässigkeit der angewandten Methoden, mußten alle die erzielten Ergebnisse so lange problematisch bleiben, als sie nicht durch Tiefenlotungen kontrolliert wurden. Schon Thomas Young äußerte: ehe wir überall die Tiefe der See kennen, wird es unmöglich sein, auch die richtigste Theorie auf die Lösung jeder Schwierigkeit anzuwenden, welche das Gezeitenphänomen darbietet. Die Tiefenmessungen aber machten durch lange Zeit keine Fortschritte, und noch 1843 vermochte Humboldt[12]) keine größere gelotete Tiefe als 2600 m anzugeben. Mitte unseres Jahrhunderts

---

[1]) Mitteil. d. k. k. geogr. Gesellschaft Wien. 1881. S. 341.

[2]) Verhdlgn. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1884. S. 381.

[3]) Mécanique céleste, livre IV. I. Œuvres. II. p. 196.

[4]) Lect. on natural Philosophy. London 1807. I. S. 581.

[5]) Rep. Brit. Assoc. Dublin 1857. — P. M. 1857. S. 388.

[6]) Tidal Researches, § 231. Vergl. v. Boguslawski und Krümmel, Ozeanographie. II. 1888. S. 199.

[7]) Nautical Magazine, 1856, Jan. — P. M. 1856. S. 118.

[8]) Ausland. 1869. Nr. 4.

[9]) Sitzb. Wiener Akademie. LVIII. II. 1868. S. 837. LIX. II. 1869. S. 112. LX. II. 1870. S. 818. — P. M. 1869. S. 222. — Am. Journ. (3) IV. III. p. 77.

[10]) Nova Acta d. Leopold. Akad. XL. 1878. P. M. 1877. S. 454.

[11]) v. Boguslawski u. Krümmel, Ozeanographie. 1888. II. S. 132.

[12]) Zentralasien. I. S. 132.

lieferten dann verschiedene, mit unzureichenden Hilfsmitteln ausgeführte Lotungen Tiefen von 8—12 000 m[1]; dieselben erregten die Zweifel von Maury[2], nachdem die mit dem Brookeschen Lote angestellten Messungen des „Dolphin" durchweg geringere Werte ergeben hatten. Diese letzteren sowie die behufs der Kabellegung im Nordatlantik durchgeführten Lotungen[3] legte Maury einer Tiefenkarte[4] des nördlichen Atlantik zu Grunde, welche zum erstenmale ein Bild von den Tiefenverhältnissen eines Ozeans gab. Nach dieser Karte hat Peschel[5] den ersten Versuch einer wirklichen Berechnung der mittleren Tiefe eines Meeresteiles gemacht, er fand für den nördlichen Atlantik eine solche von 3795 m. Die Weiterführung der Lotungen durch die „Tuskarora" und den „Challenger" förderte neues Material. Dasselbe ermöglichte 1876 Sam. Haughton, die ozeanischen Tiefen wie folgt zu schätzen:

Südlicher Pazifik . .	3958 m	Nördlicher Pazifik .	4831 m
Südlicher Atlantik .	3985 m	Mittlerer Atlantik .	4283 m
Indischer Ozean . .	3233 m	Nördlicher Atlantik .	2678 m

Diese Ergebnisse, welche auf eine mittlere Meerestiefe von 3000 bis 3650 m weisen, sind erst 1880 veröffentlicht worden[6]. Mittlerweile hatte auf Grund der Petermannschen Tiefenkarte des Pazifik Supan[7] die mittlere Tiefe jenes Ozeans zu 3370 m ermittelt. Bald darauf wurde das gesamte aufgespeicherte Material von Krümmel[8] systematisch verarbeitet und für das Weltmeer eine mittlere Tiefe von 3438,4 m gefunden, einem Raume von 1 284 765 000 cbkm Wasser, $^1/_{843}$ des Erdvolumens entsprechend. Die mittlere Höhe der Festländer auf 440 m schätzend, erhielt Krümmel für das Verhältnis der Festlandräume zu den Meeresräumen den Wert von 1 : 21,4258. Gegen Krümmels Arbeit erhoben Supan[9] und G. v. Boguslawski[10] methodische Einwände; Krümmel[11] widerlegte dieselben, ersetzte seine verbesserungswerten Angaben über die Areale der einzelnen Ozeane

[1] P. M. 1855. S. 84.
[2] Sailing directions. 6. Aufl. 1854. S. 296.
[3] P. M. 1856. S. 377.
[4] Ebenda. Taf. 14. — Die physische Geographie des Meeres, deutsch von Böttger. Leipzig 1856. Tafel 9. In ursprünglicher Gestalt: Z. f. E. Berlin 1853. I. Tafel 2.
[5] Ausland. 1868. S. 938.
[6] Six Lectures on physical Geography. Dublin 1880. Lecture II. S. 50, 51.
[7] Die mittlere Tiefe des Großen Ozeans. P. M. 1878. S. 213.
[8] Morphologie der Meeresräume. 1879. S. 71.
[9] Mitteil. d. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1879. S. 303.
[10] Verhdlgn. d. Gesellsch. f. Erdkde. Berlin 1879. S. 231; vergl. auch Ozeanographie. I. 1884. S. 60.
[11] Zeitschr. f. wiss. Geogr. I. 1880. S. 40.

und Meere durch neue[1]), und erhielt nach Ausmessung einiger von v. Boguslawski[2]) entdeckten Rechenfehler eine mittlere Meerestiefe von 40 m weniger, denn zuvor.

Alle die erwähnten Ermittlungen der durchschnittlichen Erhebung des Landes und Meeresbodens verwerten einzelne Höhenpunkte oder Profile manchmal nicht ohne Willkürlichkeit. Strengere Bestimmungen nahmen erst A. de Lapparent und John Murray vor, welche die Areale der einzelnen Höhen und Tiefenstufen ausmaßen. Die Messungsergebnisse beider sind gelegentlich sehr verschieden. In einem solchen Falle werden Murrays Zahlen durch die von Heiderich[3]) gewonnenen bestätigt, welcher eine sehr genaue Bestimmung der mittleren Höhe von Afrika ausführte. Dies lehrt folgende Zusammenstellung.

Es liegen Prozente der Fläche:	unter 0 m	0–200 m	200–500 m	500–1000 m	1000–2000 m	2000–3000 m	über 3000 m
nach							
de Lapparent .	—	18	20	47	14	1	
Heiderich . .	0,08	13,40	37,96	28,5	17,81	1,95	0,30
Murray . . .	0,0	14,6	38,0	25,8	19,8	1,4	0,4

Dies gilt aber nur von den Relativzahlen. Alle von Murray mitgeteilten absoluten Werte sind zu klein; er erhält für die Erdoberfläche nur 496,7 anstatt 509,95 Millionen Quadratkilometer, was eingestandenermaßen[4]) von einem konstanten, daher die Relativzahlen nicht beeinflussenden Instrumentalfehler herrührt. Es wurden daher jene Relativzahlen hier angenommen.

Bei Berechnung der mittleren Höhen aus den Messungsergebnissen setzte de Lapparent für die mittlere Höhe einer jeden Stufe einen willkürlichen Wert ein, und ebenso verfuhr John Murray, indem er in Formel (39, Kap. II) den Faktor k behufs Erlangung eines Minimalwertes der mittleren Höhe kleiner als $^1/_3$, und für Erlangung eines mittleren Wertes stets gleich $^1/_3$ setzte. Bei der Bestimmung der mittleren Meerestiefe setzte er hingegen k stets zu groß, nämlich gleich $^2/_3$. Außerdem schlichen sich sowohl bei de Lapparent als auch bei Murray Rechenfehler ein, und es wurden auf Grund der Messungsergebnisse des letzteren

[1]) Zeitschr. f. wiss. Geogr. II. 1882. S. 73.

[2]) Zeitschr. f. wiss. Geogr. I. 1880. S. 86.

[3]) Die mittlere Höhe Afrikas. P. M. 1888. S. 209.

[4]) Vergl. Mill, The vertical Relief of the Globe. Scott. Geogr. Mag. VI. 1890. p. 182 (183).

von Supan und vom Verfasser andere mittlere Höhen gefunden, als von Murray[1]). Ebenso erhielt v. Tillo[2]) auf Grund einer Nachmessung auf Murrays Karten andere Ergebnisse wie letzterer. Auch v. Tillo nahm für die mittlere Höhe der Stufen einen willkürlichen Wert an.

In jüngster Zeit hat Heiderich eine systematische Berechnung der Erhebungsverhältnisse der Erdoberfläche auf wesentlich anderer Grundlage ausgeführt. Er leitete dieselben aus 31 Parallelkreisprofilen, die er in Abständen von 5 zu 5° konstruierte, her. Die Zulässigkeit dieses Verfahrens geht daraus hervor, daß sich aus dem Verhältnis von Wasser zu Land auf den einzelnen Parallelen zwischen 80° N. und 70° S., wie Heiderich zeigte, eine Landfläche von 135,07 Millionen Quadratkilometer ergibt, während dieselbe planimetrisch zu 135,44 Millionen Quadratkilometer ermittelt wurde. Das ist eine ganz überraschende Ueber-

Mittlere Höhen und Tiefen in Meter	deLapparent[3])	Murray[4])	Penck[4]) 1889	Supan[4])	v. Tillo[4])	Heiderich[3])	Penck[3,4]) 1893
Europa . . .	292	286	280	290	317	375	330
Asien	879	972	950	940	957	920	1010
Afrika[5]) . . .	612	616	650	620	612	602	660
Australien . .	362	245	280	260	240	470	310
Nordamerika .	595	575	600	610	622	830	650
Südamerika . .	537	633	630	610	617	760	650
Gesamtamerika	—	—	—	—	—	805	—
Alle Erdteile .	646	686	705	680	693	744	735
Ozeane[6]) . . .	4260	3800	3650	3650	3800	3438	3650

[1]) Die mittlere Höhe des Landes und die mittlere Tiefe des Meeres. P. M. 1889. S. 17.

[2]) Die mittlere Höhe der Kontinente und die mittlere Tiefe der Ozeane etc. Iswestija. XXV. 1889. p. 43. — P. M. 1889. S. 48.

[3]) Erdteile mit Inseln.

[4]) Festländer im wesentlichen ohne Inseln, Europa jedoch mit Großbritannien, den baltischen und mittelmeerischen Inseln. Die früheren Ergebnisse des Verfassers sind infolge eines konstanten Fehlers bei der Konstruktion der hypsographischen Kurven zu klein ausgefallen.

[5]) Nach Chavanne 662 ± 21, nach Heiderichs Neuberechnung (P. M. 1888. S. 209) 670 m.

[6]) Ohne unbekannten antarktischen Teil, nach Heiderich zwischen 80° N. und 70° S. Nach Krümmel (berichtigter Wert) rund 3400 m.

einstimmung. In vorstehender Tabelle sind die Ergebnisse der verschiedenen neueren Berechnungen der mittleren Erhebungsverhältnisse der einzelnen Erdteile und des Ozeans zusammengestellt.

Aus Murrays Werten über die Erhebungsverhältnisse hat Mill die mittlere Krustenhöhe (Mean Sphere Level) zu —2650 m bestimmt [1]), während Romieux dafür (surface d'équidéformation) aus den gleichen Daten —2360 m herleitete [2]).

3. Die Verteilung der Erhebungen.

a) Die Kontinentaltafel.

Der senkrechte Aufbau der einzelnen Erdteile und ozeanischen Becken zeigt eine sehr verschiedene Entwickelung von Hochland und Tiefland, von Tiefsee und Flachsee.

Das Hochland der Erde zerfällt in zahlreiche einzelne insulare Partieen, deren Umrisse keine Beziehung zu denen der einzelnen Festländer haben, und welche im allgemeinen in Bezug auf den Kontinentalblock peripherisch gelegen sind. In Asien beschränkt sich das Hochland im wesentlichen auf die Süd- und Ostseite des Festlandes, welche dem Pazifischen und Indischen Ozeane zugewendet sind; in Afrika schwillt das Hochland im Süden zu einer die ganze Spitze dieses Erdteiles einnehmenden Fläche an und zieht sich in drei Armen nordwärts, nämlich längs der Ost- und Westküsten, sowie direkt nach dem Nordwesten zum Atlas. Wird von den Einsenkungen des Roten und Persischen Meeres abgesehen, so zieht sich ein großer Hochlandstreifen vom Ostkap Asiens bis zur Südspitze Afrikas im wesentlichen am Pazifischen und Indischen Ozeane entlang. In Europa tritt das Hochland in zahlreichen inselartigen Stücken auf. Die größten davon, Skandinavien und Spanien, sowie die zum alpinen Gebirgssysteme gehörigen liegen randlich und begleiten den nord- und mittelmeerischen

[1]) The vertical Relief of the Globe. Scott. Geogr. Mag. VI. 1890. p. 183.

[2]) Relation entre la déformation actuelle de la croûte terrestre etc. C. R. CXI. 1890. p. 994.

Saum des Erdteiles. Auch in Australien ist das Hochland in zahlreiche kleine Parzellen zerstückelt, von welchen die größte, wieder randlich, an der Ostküste des Erdteiles gelegen ist. Auffällig ist die Regelmäßigkeit der Entwickelung des Hochlandes in Amerika; in beiden Hälften des letzteren finden sich ausgedehnte Hochlandpartieen an der pazifischen Küste, und kleinere, minder zusammenhängende begleiten das atlantische Gestade.

Hand in Hand mit der vorzugsweise randlichen Lage des Hochlandes geht die der höchsten Erhebungen des Landes. Die größten Erhebungen von Europa und Australien liegen in weniger als 250 km Meerferne, keiner der höchsten Gipfel Südamerikas und Afrikas befindet sich weiter als 500 km vom Meere; nur wenige der höchsten Erhebungen Nordamerikas liegen über 750 km und nur einige der asiatischen über 1500 km weit von den Küsten. Dagegen fällt in allen Erdteilen der meerfernste Punkt wenn nicht ins Tiefland selbst, so doch nur wenig über dasselbe.

Sind in der alten und neuen Welt die Hochländer vornehmlich dem Pazifischen und Indischen Ozeane genähert, so fällt in beiden die Hauptentwickelung des Tieflandes in die Nachbarschaft des Atlantik und seiner Nebenmeere. Namentlich ist das Arktische Meer umgürtet mit einem wahren Tieflandkranze, dessen Ausläufer tief in Europa und Asien eindringen, sowie Nordamerika meridional durchsetzen. Vom Atlantik auch gehen die Tieflandstreifen aus, welche sich zwischen die Hochländer Südamerikas und Afrikas schieben. In der Nachbarschaft des Indischen und Pazifischen Ozeans findet sich Tiefland nur in einzelnen Hochlandlücken und in größerer Entfaltung nur im Erdteile Australien.

Hoch- und Tiefland sind sowohl im Stamm als auch in den Gliedern der Erdteile entwickelt. Es gibt Halbinseln, welche vorwiegend Hochlandcharakter tragen, während andere zum Flachlande gehören. Die Hochlandhalbinseln sind entweder Ausläufer des Stammhochlandes (Kamtschatka, Korea, Hinterindien, Kleinasien, Balkan- und Apenninhalbinsel), oder sie umfassen eine auf sie beschränkte

Hochlandpartie, welche von der des Stammes durch einen Tieflandstreifen getrennt ist (Skandinavien, Pyrenäische Halbinsel, Arabien, Vorderindien). Solche Halbinseln mit insularem Hochlande heben sich scharf vom Rumpfe ab und stehen demselben auch meist strukturell fremd gegenüber. Sie würden bei höherer Lage des Meeresspiegels als Inseln erscheinen. Die wenigen Flachlandhalbinseln (Labrador und Florida) sind bloße Ausläufer des Stammflachlandes.

Die Flachsee oder das Transgressionsmeer erweist sich, wie schon erwähnt, lediglich als eine Ueberflutung der Kontinentaltafel. Sie tritt namentlich im Bereiche der Mittelmeere entgegen. Das Arktische Meer von der Beringstraße bis zum Weißen Meer, seine mittelmeerischen Ausläufer der Ostsee und Hudsonsbai, sowie die Nordsee erstrecken sich auf der Kontinentaltafel; seichte Meere verknüpfen die Glieder des nördlichen Landringes zu einem einzigen Komplexe, welcher in der Umgebung des Nordpols mehr als drei Quadranten umfaßt und nur zwischen Grönland und Spitzbergen eine Unterbrechung erkennen läßt. Im „Mittelmeere“ verläuft die Trennungslinie des westlichen und östlichen Beckens zwischen Sizilien und Tunis über ein untergetauchtes Glied der Kontinentaltafel, ebenso die Straße des Bosporus zum Schwarzen Meere, während sich die Straße von Gibraltar nur unwesentlich tiefer herabsenkt. Die Nordhälfte der Adria ist ein Transgressionsmeer. Im austral-asiatischen Mittelmeere sind der Golf von Siam, der westliche Flügel des Südchinesischen Meeres und die Javasee im Norden, die Arafurasee und der Golf von Carpentaria im Süden untergetauchte Strecken der Kontinentaltafel [1]). Zwischen die drei Abteilungen des amerikanischen Mittelmeeres, das Karibische Meer, die Hondurassee und den Golf von Mexiko, endlich drängen sich große Flachseestrecken, welche sich in der Fortsetzung der Halbinseln Honduras und Yucatan befinden; ferner erhebt sich zwischen den Bahamainseln eine ausgedehnte

[1]) Vergl. die Tiefenkarte von Krümmel. Z. f. wissensch. Geogr. III. Tafel 1.

isolierte seichte Fläche des Meeresgrundes, eine Bank; auch zwischen einigen der Inseln unter dem Winde liegen Bänke, so daß das amerikanische Mittelmeer ziemlich vollständig durch Ausläufer der Kontinentaltafel gegen den Atlantik begrenzt erscheint [1]). Auch einige Randmeere sind Transgressionen, nämlich im Atlantik das Britische und Laurentische, neben welchem sich als submarine Fortsetzung von Neufundland die Neufundlandbank erstreckt. Das Persische Meer ist bloß eine Transgression des Indischen Ozeans und das ostchinesische sowie die Nordosthälfte des Beringsmeeres eine solche des Pazifik. Dem Reichtume an Nebenmeeren ist es zuzuschreiben, daß der Atlantische Ozean zu fast 6 % als Ueberflutung der Kontinentaltafel entgegentritt; denn nach dem offenen Ozean hin fällt das Land rasch ab, nur die Südspitzen der Festländer machen hiervon eine Ausnahme. Südöstlich von Südamerika erstreckt sich eine Flachsee bis zu den Falklandinseln und in deren Nachbarschaft. Südlich des Kap der Guten Hoffnung liegt die Agulhasbank, und die Baßstraße zwischen dem Festlande Australien und Tasmanien ist ebenso eine Transgression wie die Palkstraße zwischen Ceylon und Vorderindien. Aber diese ozeanischen Transgressionen treten gegenüber den binnenmeerischen zurück, und da die letzteren zum allergrößten Teile auf der Nordhemisphäre liegen, so entwickelt sich zwischen der nördlichen und südlichen Hemisphäre noch ein viel größerer Gegensatz hinsichtlich der Verbreitung der Kontinentaltafeln, als er in Bezug auf die Entwickelung des Landes stattfindet. 70 % aller Flachsee entfällt auf die nördliche Halbkugel und überdies sind hier die Tiefenstufen von 200—1000 m fast doppelt so reich entwickelt als auf der Südhemisphäre.

Durch die 200 m-Tiefenlinie werden vom Weltmeere einige Glieder losgelöst und der Landkomplex erfährt

---

[1]) Vergl. die Tiefenkarte von Bartlett. Bull. Americ. Geogr. Soc. 1881. Nr. 1. — The Cruise of Blake. 1888. — P. M. 1881. S. 311.

eine Zurundung. Die beiden großen Weltinseln werden miteinander verschmolzen, und zwischen Australien und Asien bleiben nur schmale Kanäle zu beiden Seiten der Insel Timor. Fast sämtliche größere Inseln, Neufundland, Großbritannien, Borneo, Java und viele andere werden als Glieder der Kontinentaltafel gekennzeichnet; nur Madagaskar und Neuseeland bleiben außerhalb derselben. Sichtbar wird der allgemeine, bereits in der Flächengliederung angedeutete Zusammenhang des Landes. Der Fuß des Kontinentalblockes endlich, welcher durch die nicht weit von der mittleren Krustenhöhe fallende Grenze der aktischen und abyssischen Region bezeichnet wird, umschlingt nahezu alles Land, und als eigentliche Grenze des Kontinentalblockes sondert er alle Nebenmeere vom Ozeane ab. Allerdings senken sich mehrere derselben bis in abyssische Tiefen herab, aber sie hängen mit dem Ozeane stets nur über Schwellen zusammen, welche nicht bis zu jenen Tiefen reichen. Die Becken dieser Nebenmeere sind isolierte Einsenkungen im Kontinentalblock und können als Ingressionsmeere[1]) von den Transgressionsmeeren getrennt werden. Hierher gehören das europäische Nordmeer, die drei Becken des Mittelmeeres im Süden Europas, die östlichen Glieder des australasiatischen Mittelmeeres: nämlich das Südchinesische Meer, die Sulu-, Celebes- und Bandasee sowie die Andamanensee, ferner das amerikanische Mittelmeer, dessen drei Hauptbecken durch aktische Schwellen getrennt und dabei abyssische Tiefen erreichen. Das Rote und das Kalifornische Meer können gleichfalls als Ingressionen aufgefaßt werden, ebenso der größte Teil des zwischen dem Festlande Australien, Neu-Guinea, Neu-Caledonien und Neuseeland gelegenen australischen Randmeeres.

Die Isolierung der Ingressionsmeere erhellt besonders aus deren Zugangsverhältnissen, welche Krümmel näher untersucht

---

[1]) Penck. Ausland 1885. S. 669. Von dieser Fassung des Begriffes Ingressionsmeer weicht die neuerlich von Philippson gegebene ab. Vergl. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893. S. 10.

hat. Als Zugangstiefe[1]) bezeichnete derselbe die mittlere Tiefe der Zugangsbreite, und indem er das Verhältnis dieses Wertes zu der mittleren Tiefe des Beckens ermittelte, erhielt er die relative Zugangstiefe. Ferner bestimmte er, einem Vorschlage von Zöppritz[2]) folgend, den Zugangsquerschnitt der einzelnen Meere, das heißt die Fläche, welche den ozeanischen Zusammenhang derselben bewirkt. Indem er sich nun den Boden des Meeres eingeebnet dachte, erschien ihm dasselbe als eine ringsum senkrecht umrandete Fläche; die Höhe der Umrandung ist gleich der mittleren Meerestiefe und die Randfläche selbst das Produkt des Umfanges und der mittleren Tiefe. Unter relativem Zugangsquerschnitt versteht Krümmel die Anzahl Prozent, welchen der wirkliche Zugangsquerschnitt von jener Randfläche ausmacht. Die von ihm gewonnenen Werte, auf welche sich auch die S. 130 gemachte Bemerkung bezieht, sind:

	Relative Zugangstiefe	Relativer Zugangs-querschnitt
I. Ozeane:		
Atlantischer Ozean[3])	59,4 %	14,3 %
Pazifischer Ozean[3])	50,6	14,2
Indischer Ozean[3])	75,6	19,0
II. Ingredierende Mittelmeere:		
Arktisches Mittelmeer[4])	32,4 %	5,4 %
Australasiatisches Mittelmeer[5])	71,6	8,6
Amerikanisches Mittelmeer	86,5	0,7
Mittelmeer	27,4	0,15
III. Ingredierende Randmeere:		
Japanisches Meer	4,9 %	0,2 %
Ochotskisches Meer	4,1	0,3
Rotes Meer	49,0	0,3
IV. Transgredierende Meere:		
(Nordsee)	197,0 %	35,8 %
(Ostsee)	417,0	1,7
Britisches Randmeer	123,0	17,0
St. Lorenzmeer	73,1	4,5
Ostchinesisches Meer	630,0	144,5
Beringsmeer	88,3	29,0
Persisches Meer	275,0	5,2

---

[1]) Die äquatorialen Meeresströmungen des Atlantischen Ozeans. Leipzig 1877. S. 8.
[2]) Göttinger Gelehrte Anzeigen. 1878. Stück 17.
[3]) Nach Süden durch den südlichen Polarkreis begrenzt.
[4]) Innerhalb des nördlichen Polarkreises.
[5]) Ohne Andamanensee.

Die einzelnen Ingressionsmeere sind abgeschlossen; ihre Zugangstiefe steht hinter der mittleren Tiefe gelegentlich sehr beträchtlich zurück, während sie bei den Transgressionsmeeren meist ein Mehrfaches derselben ausmacht. Dabei aber bleibt, wie die untenstehende Tabelle zeigt, die mittlere Tiefe aller Nebenmeere, mögen sich auch einzelne stellenweise sehr tief herabsenken, weit hinter jener der Ozeane zurück. Nur zwei Becken, das des Karibischen Meeres und die Celebessee, reichen im Durchschnitte bis an das Niveau des Kontinentalfußes herab. Insgesamt haben die Nebenmeere nur ein Drittel der mittleren Meerestiefe, nämlich 1100 m gegenüber

Mittlere Tiefen der Nebenmeere.

Nach Krümmel			Nach Murray	Nach Penck
	Mittlere Tiefe in Meter.			
Arktisches Meer[1]	1545		1152	858
Nordmeer	—		1661	
Nordsee	89		112	
Ostsee	67		104	
Australasiatisches Mittelmeer	891	Chinesisches Meer	983	938
		Celebesmeer	2549	
		Sulusee	1263	
		Bandasee	1593	
		Javasee	155	
		Arafurasee	224	
Amerikanisches Mittelmeer	1832	Golf von Mexiko	1412	1971
		Karibisches Meer	2321	
Mittelmeer	1339	Mittelmeer	1404	1307
		Schwarzes Meer	754	
Laurentisches Meer	290		—	
Britisches Randmeer	86		79	
Beringsmeer	1000		1163	
Ochotskisches Meer	1260		533	
Japanisches Meer	2200		945	
Ostchinesisches Meer	121	(Gelbes Meer)	189	
Kaliforn. Randmeer	—		—	
Rotes Meer[2]	444		686	
Persisches Meer	37		46	
Nebenmeere	1270			1100

[1]) Bis zum Polarkreise.

[2]) Nach W. Weber 461 m (Die Tiefenverhältnisse des Arabischen Meerbusens [Roten Meeres]. P. M. 1888. S. 267).

3950 m der Ozeane, und während in den letzteren der größte Teil der Bodenfläche auf abyssische Tiefen entfällt, so gehört (vergl. Fig. 13 S. 146) er in den Nebenmeeren den Tiefen von 0—1000 m an. Dementsprechend ist auch der Verlauf der hypsographischen Kurve für die offenen Ozeane und Nebenmeere sehr verschieden. Die der letzteren senkt sich zunächst langsam und dann steiler, ihr fehlt die Sonderung aktischer und abyssischer Region.

Die offenen Golfe weichen hinsichtlich ihrer Bodengestaltung durchaus von den Binnenmeeren ab. Sie weisen abyssische Tiefen auf, welche von jenen des Ozeans durch keine Schwelle getrennt sind, sondern mit denselben in vollkommener Verbindung stehen. Sie sind daher ausgesprochene Ausläufer der ozeanischen Becken, welche also sich in Spitzen in den Kontinentalblock drängen. Das zickzackförmige Ineinandergreifen von Land- und Wasserflächen ist in einem entsprechenden Ineinandergreifen der Kontinentaltafel und der abyssischen Region begründet. Das Vorherrschen nordwestlicher und nordöstlicher Richtungen in den Flächengrenzen wiederholt sich in der räumlichen Gliederung der gesamten Kruste.

b) Die abyssische Region.

Die abyssische Region zerfällt in drei große Becken, welche denen der drei großen Ozeane entsprechen, und welche durch Schwellen voneinander getrennt werden, die unter der mittleren Meerestiefe bleiben. Dieselben erstrecken sich südlich der drei Spitzen des Kontinentalblockes nach dem Südpolargebiete hin. Jedes einzelne ozeanische Becken hat seine tiefsten Einsenkungen randlich, dicht am Fuße der aktischen Stufe. Der Pazifik besitzt seine tiefsten Stellen längs der Kurilen, er senkt sich hier bis 8513 m herab, und ähnliche Tiefen erscheinen am Ostrande des australasiatischen Kontinentallappens unweit der Tongainseln (8321 m), sowie zwischen Karolinen und Marianen (8366 m). Auch an der peruanischen Küste hat er beträchtliche Tiefen. Der Atlantik

senkt sich längs der Antillen am tiefsten (8341 m), und tiefe Rinnen begleiten die amerikanischen und afrikanischen Küsten, während er in der Mitte weniger tief ist. Er zeigt das scharf ausgesprochen, was im Pazifik angedeutet ist, eine streng symmetrische randliche Lage der Tiefen. Diese Regel wiederholt sich im Indischen Ozeane, welcher seine größte Tiefe (6205 m) unweit der Sundainseln hat und an der afrikanischen Küste zwar keine besonders namhaften, aber isolierte Tiefen von über 4700 m aufweist.

Im großen und ganzen zerfällt die Erdkruste in einen hoch gelegenen Kontinentalblock mit randlich gelegenen Erhebungen und eine abyssische Region mit randlich gelegenen Tiefen. Die größten Höhen und Tiefen der Erdoberfläche drängen sich an den Rändern der hoch und tief gelegenen Krustenpartieen zusammen, welche zickzackförmig ineinander eingreifen, und zwar dermaßen, daß die größten Höhen und Tiefen auf der Nordhemisphäre angetroffen werden, während auf der Südhemisphäre sich sowohl die Erhebung des Landes als auch die Einsenkung des Meeres mindert. Diese Regelmäßigkeit im Relief der Erdkruste wird durch die isolierten Einsenkungen der Ingressionsmeere gestört, welche häufig von beträchtlichen Erhebungen des Landes begrenzt werden. Dieselben sind bezeichnend für Gebiete mit sehr beträchtlichem Höhenwechsel auf relativ kurzen Entfernungen, welche in den Mittelmeeren in den Kontinentalblock eindringen, in den Randmeeren den Saum desselben begleiten. Solche Gebiete raschen Höhenwechsels beschränken sich nicht ausschließlich auf die nahe dem Meeresspiegel gelegenen Teile der Erdkruste, sondern treten auch in höheren rein kontinentalen Höhenstufen auf. Es setzt sich die durch das Mittelmeer bezeichnete Zone raschen Höhenwechsels über den Kaspisee bis nach Zentralasien hinein fort, wo das zwischen Thienshan und Kwenlun gelegene Tarimbecken wie ein trocken gelegtes Ingressionsbecken erscheint. Die Ingression des Roten Meeres setzt sich nicht bloß in der Jordansenke nordwärts fort, sondern auch nach der Ansicht von Eduard

Sueß in den langgedehnten Seen des tropischen Ostafrika [1]). Dagegen scheint die große Randzone raschen Höhenwechsels, welche die Ostseite Asiens begleitet, und welche im australasiatischen Mittelmeere zwischen Asien und Australien durchgreift, östlich des letztgenannten Meeres und östlich von Australien unter den Meeresspiegel unterzutauchen. Wenigstens lassen die Lotungen im westlichen tropischen Pazifik einen solch raschen Wechsel der Tiefen erkennen, wie er sonst für die Ingressionsgebiete bezeichnend ist. Gleiches gilt für den zwischen Afrika und Vorderindien gelegenen Teil des Indischen Ozeans. Auch hier zeigt sich namentlich in der Umgebung von Madagaskar häufig ein jäher Wechsel der Tiefen.

c) Geschichtliches.

Die Thatsache, daß die größten Erhebungen des Landes und die größten Tiefen des Meeres randlich gelegen sind, entspricht im großen und ganzen der Anschauung des Altertumes, daß sich der Grund des Meeres in derselben Weise senke wie das Land ansteigt. An Steilküsten neben Gebirgen mutmaßte man tiefes, an Flachküsten flaches Meer [2]). Dies ist auch noch die Meinung von Varenius [3]); sie drängte sich ferner Dampier und dem Grafen Marsili [4]) auf; sie herrscht in den Lehrbüchern der Geographie des vorigen Jahrhunderts, sie kehrt bei Lulofs [5]), Gatterer [6]), Torbern Bergmann [7]), Mitterpacher [8]), bei Otto [9]) und

[1]) Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. IV. Die Brüche des östlichen Afrika. Denkschriften der mathem.-naturw. Klasse d. k. Akademie d. Wissensch. Wien 1891. LVIII. S. 111.

[2]) Forbiger, Handbuch I. S. 579. — A. v. Humboldt, Zentralasien. I. 1844. S. 80.

[3]) Geographia generalis. Cap. XIII. Praep. 6.

[4]) Histoire physique de la mer. Amsterdam 1725. p. 11.

[5]) Einleitung zu der mathematischen und physikalischen Kenntnis der Erdkugel; deutsch von Kastner. Göttingen und Leipzig. 1755. S. 248.

[6]) Abriß der Geographie. Göttingen 1775. S. 55.

[7]) Physikalische Erdbeschreibung. Deutsch von Röhl. 1781.

[8]) Physikalische Erdbeschreibung. Wien 1789. S. 25.

[9]) Hydrographie. Berlin 1800. S. 349.

bei Kant[1]) wieder. Letzterer gedenkt auch der Anschauung, daß die größte Tiefe des Meeres die Höhe der benachbarten Berge sei, vermindert um ²/₃, wonach sich eine größte Meerestiefe von 2000 rheinischen Ruten, rund 4000 m ergeben würde.

Eine Hypothese über den allgemeinen Zusammenhang der Höhen entwickelte Mitte des vorigen Jahrhunderts P. Buache. Er nahm in jedem Erdteile ein oder mehrere „Plateaus" an, von welchen, den Wasserscheiden folgend, Erhebungen ausstrahlen sollten. Diese Gebirge sollten sich in die Halbinseln erstrecken, um sich weiter unter dem Meeresgrunde fortzusetzen, worauf Buache[2]) eine besondere Einteilung der Meere in einzelne Becken gründete. Diese Lehre erfreute sich im vorigen und Anfang dieses Jahrhunderts großer Verbreitung und wurde in mehr oder weniger modifizierter Form von Lehmann[3]), Torbern Bergmann[4]), Mitterpacher[5]), Kant[6]), Otto[7]), Friedrich Schultz[8]), Reuß[9]) und v. Gomez[10]) gelehrt. Aber bereits die Reise von Pallas klärte darüber auf, daß die Hauptwasserscheiden keineswegs immer mit den größten Erhebungen zusammenfallen, und später haben namentlich Malte Brun[11]), Humboldt und Karl Ritter[12]) die Unabhängigkeit der Wasserscheiden von Gebirgen und Plateaus betont.

Nachdem diese Auffassung über eine direkte Beziehung zwischen der Verteilung der Erhebungen und dem Laufe der Gewässer fallen gelassen worden war, stellte 1847 James Dana folgende Regeln über die Verteilung der Höhen auf[13]):

1. Die Festländer haben im allgemeinen hohe Gebirgsränder und ein niedriges oder beckenähnliches Innere.

2. Der höchste Rand begrenzt den größeren Ozean.

---

[1]) Physikalische Geographie. Herausgegeben von Rink. I. 1802. S. 74.

[2]) Essai de géographie physique etc. Mémoires Acad. des Sciences Paris. 1752. p. 399. Histoire de l'Académie. 1752. S. 117.

[3]) Specimen orographiae generalis. Petrop. 1762.

[4]) Physikalische Erdbeschreibung 1781.

[5]) Physikalische Erdbeschreibung. Wien 1789. S. 185.

[6]) Physikalische Geographie. Herausgegeben von Rink. 1802. I. S. 176.

[7]) Naturgeschichte des Meeres. Berlin 1800.

[8]) Ueber den allgemeinen Zusammenhang der Höhen. Weimar 1803.

[9]) Lehrbuch der Mineralogie. III. Tl. I. Leipzig 1805. S. 137.

[10]) Terrainlehre. Wien 1808.

[11]) Précis. II. p. 181.

[12]) Die Erdkunde. I. 1817. S. 67.

[13]) Am. Journ. (2) III. p. 398. IV. p. 92. 1847. XXV. p. 335. 1856. — Manual of Geology. 2. Aufl. 1875. p. 23.

Diese Regeln legen auf die randliche Lage der Erhebungen großes Gewicht, sind aber in der ausgesprochenen weitgehenden Fassung weder auf Europa noch auf Asien anwendbar. Die randliche Lage der Erhebungen wurde auch von Peschel [1]) betont, welcher geradezu von einem Aufsteigen der Gebirge an den Festlandrändern sprach, worin ihm Hermann Credner [2]) beipflichtete. Auch Guyot [3]) würdigte die randliche Lage der Erhebungen. Er sagte:

1. Alle Kontinente erheben sich allmählich von den Ufern des Meeres bis zur Linie der höchsten Massenerhebung.
2. Diese Linie liegt nicht mitten im betreffenden Erdteile, sondern ist dermaßen angeordnet, daß
3. alle langen und allmählichen Abdachungen dem Atlantischen, alle kurzen und schroffen hingegen dem Indischen und Pazifischen Ozeane zugewendet sind.

Diese Punkte bringen die auch bereits von Malte-Brun [4]) bemerkte Umsäumung des Pazifik mit Erhebungen, nicht aber allgemein die randliche Lage des Hochlandes und der größten Höhen zum Ausdrucke; überdies ist die Erhebung des Landes keineswegs überall eine allmähliche, häufig vielmehr eine stufenförmige. Klar und deutlich hat A. de Lapparent [5]) nicht bloß die randliche Lage der Erhebungen, sondern auch die der Vertiefungen hervorgehoben, und Lapworth [6]) ist ihm hierin kürzlich gefolgt.

G. Bischof [7]) glaubte nachweisen zu können, daß sich die größten Meerestiefen unter dem Aequator finden, und er leitete daraus die Folgerung her, dass der ursprüngliche Meeresboden eine Kugeloberfläche darstelle, über welcher infolge seiner Abplattung das Meeresniveau in niederen Breiten am höchsten ansteige. Der Meeresgrund zeige die ursprüngliche rein kugelförmige Erdgestalt. Thatsächlich liegen jedoch die größten bisher geloteten Meerestiefen in mittleren und niedrigen Breiten; die größten mittleren Tiefen finden sich aber in 30—40° N. und 20—30° S., wie aus folgender von Heiderich [8]) bearbeiteten Tabelle hervorgeht.

---

[1]) Neue Probleme. S. 85.

[2]) Elemente der Geologie. 1. Aufl. 1872. S. 14.

[3]) Grundzüge der vergleichenden physikalischen Erdkunde. Deutsch von Birnbaum. Leipzig 1851. S. 31. Im posthum herausgegebenen Originale: Géographie physique comparée. Paris 1888. p. 61.

[4]) Précis. II. p. 184.

[5]) Sur la disposition générale des reliefs du globe terrestre. Bull. Soc. Géol. de France. (3) VII. 1879. p. 346—353.

[6]) The Heights and Hollows of the Earth's Surface. P. R. G. S. 1892. p. 688.

[7]) Die Gestalt der Erde und der Meeresfläche. Bonn 1867.

[8]) Vergl. Heiderich, Höhen- und Tiefenverhältnisse. S. 93.

Mittlere Erhebungsverhältnisse der einzelnen Zonen von 10 zu 10 Grad in Metern.

Zone zwischen	Mittlere Höhe des Landes nach		Mittlere Tiefe des Meeres nach		Mittlere Höhe von Wasser- u. Land-oberfläche
	Heiderich	v. Tillo	Heiderich	v. Tillo	
90—80° N.	?	860	?	740	?
80—70	1044	550	510	630	343
70—60	492	360	718	890	349
60—50	480	470	1801	2130	274
50—40	652	770	3762	3650	341
40—30	1472	1350	3986	4150	640
30—20	750	740	3647	4150	279
20—10	576	520	3872	4100	153
10— 0	618	690	3489	4020	142
Nördliche Hemisphäre	752 (80—0° N.)	710 (90—0° N.)	3312 (80—0° N.)	3630 (90—0° N.)	301 (80—0° N.)
0—10° S.	622	550	3535	4100	142
10—20	907	830	3789	4200	204
20—30	735	600	3898	4420	168
30—40	528	470	3666	4120	53
40—50	623	540	3732	4210	20
50—60	393	400	2945	3690	4
60—70	843	510	2651	2850	27
70—80	?	?	?	1580	?
Südliche Hemisphäre	723 (0—70° S.)	630 (0—70° S.)	3530 (0—70° S.)	3930 (0—80° S.)	104 (0—70° S.)
Gesamtes Gebiet	745 (80 N.-70° S.)	690 (90 N.-70° S.)	3438 (80 N.-70° S.)	3800 (90 N.-80° S.)	205 (80 N.-70° S.)

4. Die Massenverteilung auf der Erdoberfläche.

Das Auftreten einer ausgedehnten Kontinentaltafel mit dazwischen eingesenkten abyssischen Tiefen bedingt eine sehr unregelmäßige oberflächliche Massenverteilung auf der Erdkruste. Von der bekannten Erdoberfläche erheben sich 210 Millionen Quadratkilometer über das mittlere Niveau derselben von — 2435 m, 279 Millionen

Quadratkilometer bleiben darunter. Die zu hoch gelegenen Krustenteile steigen durchschnittlich 2575 m über das Mittelniveau, also bis auf 140 m Meereshöhe an; die zu tief gelegenen befinden sich im Mittel 1940 m unter jenem Niveau, also 4375 m unter dem Meeresspiegel. Ein Volumen von rund 540 Millionen Kubikkilometern, $^1/_{2000}$ des Erdvolumens, müßte abgetragen und in den abyssischen Regionen aufgeschüttet werden, um die starre Kruste einzuebnen.

Diese gewaltigen Unebenheiten der Erdkruste werden durch den Ozean teilweise verhüllt, dessen 1290 Millionen Kubikkilometer die bekannte Erdoberfläche durchschnittlich 2638 m hoch bedecken könnten. Darnach ergibt sich für die übersehbare Erdoberfläche, nämlich das feste Land und den Spiegel der Meere, eine mittlere Höhe von 203 m und für alle Aufragungen über den Meeresspiegel ein Volumen von 103,5 Millionen Kubikkilometern. Es ist also die Erde thatsächlich um $^1/_{10000}$ größer, als das der Berechnung zu Grunde gelegte Besselsche Rotationsellipsoid mit 1 082 841 Millionen Kubikkilometer Inhalt.

Um eine Vorstellung über die durch das Weltmeer etwas verschleierte wahre Massenverteilung auf der Erdoberfläche zu erhalten, kann man sich die Wassermassen durch Gesteinsmassen ersetzt denken. Bei einem spezifischen Gewichte von 2,5 würden dem Ozeane 516 Millionen Kubikkilometer Gesteins entsprechen, also etwa ebensoviel, als die Aufragungen der starren Kruste über deren Mittelniveau betragen. Anstatt der 2638 m hohen Schicht, mit welcher der Ozean die gesamte bekannte Erdoberfläche überdecken würde, erhält man dann eine 1056 m hohe Gesteinsschicht, welche, über das mittlere Krustenniveau (— 2435 m) gebreitet, dasselbe auf rund — 1380 m erhöhen würde. Die dieser Tiefe entsprechende Oberfläche sei Kondensationsniveau der Kruste genannt; dasselbe stellt die Höhe dar, bis zu welcher eine homogen gedachte Litho- und Hydrosphäre aufragen würde. Denkt man sich nun jede auf der Erde vorhandene Wassersäule auf den 2,5fachen Betrag ihrer Dichte, also auf 0,4 ihrer Höhe kondensiert, so findet man, daß 206 Millionen

Quadratkilometer dieser homogenen Kruste im Mittel 1677 m hoch über dem mittleren Kondensationsniveau (— 1380 m), 283 Millionen Quadratkilometer im Mittel 1221 m unter demselben gelegen sind, und es müßten sohin noch 345 Millionen Kubikkilometer des homogenen Krustenmateriales von den Erhebungen abgetragen und in den Vertiefungen aufgeschüttet werden, um diese homogen gedachte Litho-Hydrosphäre einzuebnen; das sind immer noch fast $^1/_{8000}$ des Erdvolumens und $^1/_{7000}$ der Erdmasse.

Auf den erhabenen Teilen einer homogenen Kruste muß die Schwere wegen der größeren Entfernung vom Erdmittelpunkte kleiner sein, als auf den vertieften Teilen, der Unterschied würde etwa $^1/_{1700}$ ihres Betrages ausmachen. Erhebt man sich aber über dem ausgeebneten Boden der Vertiefungen in freier Luft bis in das Niveau der eingeebneten Erhabenheiten einer homogenen Kruste, so nimmt die Schwere 1,6mal so rasch ab, als beim Anstiege auf die Erhabenheiten selbst, weil die Anziehung der letzteren entfällt, und es ist im Niveau der Erhabenheiten der kondensierten Kruste, rund 300 m über dem Meeresniveau, die Schwere über den Erhabenheiten etwa $^1/_{8000}$ größer als im gleichen Niveau über den Vertiefungen der kondensierten Kruste zu erwarten. Die Verschiedenheiten sollten sich sofort beim Anstiege über die Vertiefungen der Kruste entwickeln, im genannten Niveau ihr Maximum erreichen, um in größeren Höhen wieder abzunehmen; da jenes Niveau nicht hoch über dem Meeresspiegel liegt, so sollten sie in der Höhe desselben bereits stark ausgeprägt sein.

Es erhellt dies aus folgendem. Ist g die Schwere an einem Orte, so ist nach Helmert die Schwere in freier Luft g_l über demselben in der Höhe h

$$g_l = g\left(1 - \frac{2h}{r}\right)$$

(r der Erdradius) und die Schwere an einem in der Höhe h, aber auf der Kruste gelegenen Orte

$$g_k = g\left(1 - \frac{5}{4}\frac{h}{r}\right),$$

daher

$$g_k - g_l = g \cdot \frac{3}{4} \frac{h}{r}.$$

Ist $h = 1677 + 1221 = 2898$ m, dem Abstande der mittleren Höhen der erhabenen und vertieften Teile der kondensierten Kruste, g die Schwere im mittleren Niveau der Vertiefungen, und $r = 6370000$ m, so ist die Schwere im mittleren Niveau der Erhabenheiten

$$g_l = 0{,}99909\,g, \quad g_k = 9{,}99943\,g$$
$$g_k - g_l = 0{,}00034\,g.$$

Soll die Schwere im Meeresniveau ermittelt werden, so ist $h = 1380 + 1221 = 2601$ m, und es ergibt sich

$$g_l = 0{,}99918\,g, \quad g_k = 9{,}99949\,g$$
$$g_k - g_l = 0{,}00031\,g.$$

Die theoretische Folgerung, daß die Schwere im Meeresniveau über den kontinentalen Teilen größer ist als über den ozeanischen, entspricht nicht den Beobachtungen. Die Schwere ist auf den Festländern im Meeresniveau kleiner als auf jenen Inseln, welche sich aus den abyssischen Tiefen erheben.

Diese Thatsache leitete bereits Th. Fischer[1]) aus den Pendelbeobachtungen her, und sie ist durch Helmert[2]) eingehender erwiesen worden. Letzterer zeigte, daß die Pendellänge auf den Festländern um 105 Mikron, entsprechend dem 0,001fachen Betrage der Schwere, kleiner als auf den ozeanischen Inseln ist.

Es müssen also notwendigerweise unter den ozeanischen Flächen dichtere Massen als unter den kontinentalen angenommen werden, um den thatsächlichen Gegensatz zwischen der Schwere auf den Kontinenten und den ozeanischen Inseln erklärlich zu machen.

Eine Kompensation der oberflächlichen Massenverteilung durch eine entgegengesetzte innere wird auch durch die Lage der Rotationsachse der Erde erwiesen. Dieselbe fällt nahezu vollständig mit einer Zentralhauptachse zusammen, was bei regelmäßig gestalteten Rotationskörpern, wie z. B. dem Referenzellipsoide, selbstverständlich ist,

---

[1]) Untersuchungen über die Gestalt der Erde. Darmstadt 1868. S. 243.

[2]) Theorieen der höheren Geodäsie. II. 1884. S. 227.

bei einem so unregelmäßig gestalteten Körper wie der Erde aber nicht unbedingt der Fall zu sein braucht. Unter Voraussetzung einer homogenen Kruste müßte die Rotationsachse einen Kegelmantel um die Zentralhauptachse beschreiben, was durch astronomische Beobachtungen nachweisbar sein müßte. Aber neben der Präzession und Nutation fehlt eine der oberflächlichen Massenverteilung entsprechende Bewegung der Rotationsachse. Daher ist zu schließen, daß die oberflächliche Massenverteilung der Erde in einem jeden Parallelkreisradius aufgehoben wird durch eine entgegengesetzte innere. Aus der Verteilung der Intensität der Schwerkraft wurde bereits auf eine solche Kompensation, aber in radiärer Richtung, geschlossen; wenn dieselbe nun auch in allen Senkrechten zur Erdachse erfolgt, so muß sie notwendigerweise sich in den obersten Krustenpartieen vollziehen. Man hat daher die erhabenen kontinentalen Krustenpartieen als leichtere, die tiefen abyssischen als schwerere Massen zu betrachten.

Man kann sich die Erde als einen Kreisel vorstellen, dessen Achse während des Rotierens ihre Lage beibehält. Belastet man einen solchen Kreisel einseitig, so stellt sich dessen Achse schräg und beschreibt in langsamer Bewegung den Mantel eines Kegels. So müßte es eigentlich mit der Erde der Fall sein, da deren Oberfläche ungleich belastet ist. Die Grundlage für eine numerische Berechnung des Oeffnungswinkels jenes Kegels schuf Heiderich, welcher die mittleren Erhebungsverhältnisse der Erde nach Zonen und Zonenabschnitten untersuchte und zugleich darthat, wie infolge der ungleichen oberflächlichen Massenverteilung sich in der Erdkruste verschieden starke Tangentialkräfte entwickeln müssen [1]. Die Resultante aus denselben ist eine nördlich des Aequator zwischen 60° W. und 120° E., also über dem Atlantik, über Europa und Asien befindliche südwärts gerichtete Kraft, welche stärkere periodische Aenderungen der Drehungsachse verursachen würde, als jüngst nachgewiesen worden sind [2]. Auf Grund seiner Tabellen sind die umstehenden neu berechnet worden. Nach Heiderich liegt, wie oben erwähnt, das mittlere Krustenniveau und daher auch das Mittelniveau der kondensierten Kruste höher, als sich nach den Ausmessungen Murrays ergibt.

---

[1]) Die mittleren Erhebungsverhältnisse d. Erdkruste. S. 101.

[2]) W. Förster. Ueber periodische Aenderungen der Lage der Drehungsachse der Erde. Verh. Ges. f. Erdk. Berlin 1891. S. 108.

Mittlere Höhe der starren Erdkruste in Metern üb. d. Meeresniveau.

	180-120°W.	120-60°W.	60° W.-0°	0-60° E.	60-120° E.	120-180°E.	Zone
80—70°N.	− 130	− 60	+ 1000	− 750	+ 50	− 110	0
70—60	+ 310	+ 140	− 270	0	+ 329	+ 320	+ 140
60—50	− 1260	+ 360	− 2220	+ 170	+ 480	− 540	− 500
50—40	− 4440	+ 570	− 2860	+ 210	+ 870	− 3100	− 1460
40—30	− 4840	− 540	− 3600	+ 30	+ 2540	− 3260	− 1610
30—20	− 4370	− 2120	− 3250	+ 520	+ 660	− 3500	− 2010
20—10	− 4950	− 2790	− 3240	+ 80	− 1340	− 3890	− 2690
10— 0	− 4810	− 2720	− 2860	− 450	− 1890	− 2510	− 2540
0—10° S.	− 4630	− 2550	− 2750	− 1400	− 2770	− 1420	− 2590
10—20	− 3700	− 3010	− 2810	− 1180	− 4300	− 1400	− 2730
20—30	− 3960	− 3070	− 2920	− 1950	− 3980	− 1150	− 2840
30—40	− 4500	− 2640	− 3430	− 3570	− 3530	− 1780	− 3240
40—50	− 4540	− 2500	− 4210	− 2990	− 4140	− 3150	− 3590
50—60	− 3270	− 3010	− 3110	− 2890	− 2820	− 2300	− 2900
60—70	− 2520	− 2110	− 4220	− 2810	− 2050	− 1520	− 2540
70° N.—0°	− 3940	− 1310	− 2830	+ 70	+ 100	− 2680	− 1760
0°—70° S.	− 4010	− 2740	− 3240	− 2260	− 3490	− 1760	− 2920
70° N.–70° S.	− 3970	− 2020	− 3040	− 1100	− 1700	− 2220	− 2340

Mittlere Höhen der kondensierten Erdkruste auf deren Mittelniveau (− 1236 m) bezogen.

	180-120°W.	120-60°W.	60° W.-0°	0-60° E.	60-120° E.	120-180°E.	Zone
80—70° N.	+ 1140	+ 1290	+ 2450	+ 800	+ 1330	+ 1200	+ 1370
70—60	+ 1560	+ 1410	+ 1320	+ 1330	+ 1570	+ 1560	+ 1460
60—50	+ 600	+ 1610	− 80	+ 1410	+ 1720	+ 1010	+ 1040
50—40	− 2200	+ 1850	− 470	+ 1490	+ 2110	− 580	+ 370
40—30	− 1650	+ 1170	− 890	+ 1460	+ 3780	− 700	+ 530
30—20	− 1380	+ 60	− 690	+ 1780	+ 1950	− 860	+ 140
20—10	− 1730	− 370	− 680	+ 1500	+ 480	− 1090	− 320
10— 0	− 1650	− 300	− 450	+ 1150	+ 140	− 260	− 230
0—10° S.	− 1540	− 210	− 360	+ 540	− 420	+ 460	− 260
10—20	− 980	− 380	− 380	+ 720	− 1340	+ 440	− 320
20—30	− 1130	− 480	− 460	+ 190	− 1130	+ 630	− 400
30—40	− 1460	− 380	− 810	− 890	− 880	+ 200	− 700
40—50	− 1490	− 230	− 1290	− 560	− 1250	− 640	− 910
50—60	− 730	− 560	− 630	− 500	− 460	− 140	− 500
60—70	− 280	− 20	− 1300	− 450	+ 10	+ 370	− 280
70° N.—0°	− 960	+ 650	− 320	+ 1460	+ 1620	− 250	+ 370
0°—70° S.	− 1030	− 210	− 560	+ 50	− 730	− 290	− 370
70° N.–70° S.	− 995	+ 225	− 440	+ 755	+ 445	− 270	0

Wären die hochgelegenen Krustenpartieen nicht zugleich auch die leichteren, die tiefen nicht zugleich auch die schweren, so würden an den Rändern des Kontinentalblockes namhafte, von Helmert[1]) auf 1 1/4 Minute geschätzte regionale Lotablenkungen stattfinden, und es würden die kontinentalen und ozeanischen Abweichungen des Geoides vom Referenzellipsoide, wie gleichfalls Helmert[2]) unter der Voraussetzung gleicher Dichte aller Krustenteile berechnete, Beträge von + 440 und — 400 m aufweisen. Statt derselben aber kann man aus den Schweremessungen nur, wie schon S. 9 erwähnt, auf solche von höchstens ± 200 bis ± 250 m schließen. Das Meeresniveau ist weit mehr einer geometrisch regelmäßigen Oberfläche ähnlich, als nach der Gestalt der starren Erdkruste zu erwarten ist. Die in großen Zügen hervortretende Kompensation der oberflächlichen Massenverteilung durch eine innerkrustische kehrt auch in vielen Einzelheiten wieder. Namentlich erscheinen die Aufragungen der Landoberfläche, die Gebirge, als zu leichte Massen, welche auf ihre Umgebung eine weit geringere Lotablenkung ausüben[3]), und auf deren Oberfläche die Schwere geringer ist, als bei homogener Krustenbeschaffenheit zu erwarten ist. Es stehen daher die massigeren Formen der Erdoberfläche in innigster Abhängigkeit von der Dichte der unter ihnen befindlichen Erdkruste.

Die Frage nach dem Gleichgewichte auf der Erdoberfläche ist seit dem Altertume in verschiedener Weise behandelt worden, wie in einer eigenen Schrift gezeigt wurde[4]). Zunächst meinte man eine Gleichheit zwischen Wasser- und Landfläche annehmen zu müssen, und als dieselbe durch die Entdeckungsfahrten als unhaltbar erwiesen wurde, glaubte man, daß die größere Fläche des Meeres auf der Südhemisphäre durch geringere Meerestiefe kom-

---

[1]) Theorieen. II. S. 345.

[2]) Theorieen. II. Tafel 1.

[3]) Helmert, Bericht über Lotabweichungen. Annex I zu den Verhandl. d. perm. Komm. der internationalen Erdmessung 1887 zu Nizza.

[4]) Penck, Theorieen über das Gleichgewicht der Erdkruste. Schriften d. Vereins zur Verbreitung naturw. Kenntnisse. Wien. XXIX. 1889. S. 415—440.

pensiert würde[1]). Bereits Reinhold Forster[2]) jedoch hielt eine Kompensation der ausgedehnten leichten Wassermassen der Südhemisphäre durch dichtere Massen am Meeresgrunde für wahrscheinlich, und E. Schmidt[3]) zeigte, wie gering die Dichtigkeitszunahme in diesem Falle sein müßte.

Daß die Land- und Wasserflächen auf der Erde sich zu einander verhalten annähernd wie die Dichten des Wassers und der Gesteine, bemerkten O. Reichenbach[4]) und jüngst A. Romieux[5]). In der That fällt der oben hergeleitete Wert für das Verhältnis der beiden genannten Flächen (2,6) in die immerhin ziemlich weiten Grenzen, in welchen sich das spezifische Gewicht der auf der Erdoberfläche herrschenden Gesteine bewegt. Krümmel[6]) fand, daß das Gewicht der zwischen der planierten Landfläche und der mittleren Meerestiefe gelegenen „Erdfesten" gleich dem Gewichte des gesamten Meerwassers sei. Diese Folgerung ist in der eben erwähnten Thatsache und dem Umstande begründet, daß die mittlere Höhe des Landes nur ein Fünftel der mittleren Tiefe des Meeres ist. Seien L und M die Flächen des Landes und des Meeres, H_l und H_m die entsprechenden mittleren Höhen bezw. Tiefen, D_l und D_m die entsprechenden Dichten, so ist nach Krümmel

$$L\,(H_l + H_m)\,D_l = M H_m D_m.$$

Da nun

$$H_l = 5\,H_m,$$

und

$$2{,}6\,L = M$$

ist, so ergibt sich

$$D_l = \frac{5}{6}\,.\,2{,}6\,D_m = 2{,}33,$$

welcher Wert immer noch in die Grenzen der Dichte der auf dem Lande vorkommenden Gesteinschichten fällt. Die von Romieux zuerst bemerkte Thatsache, daß das Gewicht der Wassermassen dem der Erhabenheiten über dem mittleren Krustenniveau ziemlich gleich kommt, ist dagegen unabhängig davon, daß das Verhältnis von Land und Wasser ungefähr das umgekehrte von deren spezifischen Gewichten ist. Romieux hat noch weitere Beziehungen zwischen

---

[1]) Malte-Brun, Précis. II. p. 167.

[2]) Bemerkungen auf seiner Reise um die Welt. Wien 1787. S. 56.

[3]) Lehrbuch d. mathematischen u. physischen Geographie. II. Göttingen 1830. S. 21.

[4]) Die Gestaltung der Erde nach bestimmten Gesetzen. Berlin 1870. S. 4.

[5]) Relations entre la déformation actuelle de la croûte terrestre et les densités moyennes des terres et des mers. C. R. CXI. 1890. p. 111.

[6]) Morphologie der Meeresräume. 1879. S. 107.

dem Relief der Kruste und der Dichte von Wasser und Land aufgestellt.

Die Annahme, daß die Erhebungen und Vertiefungen der Erdkruste durch das Auftreten von Massendefekten unter den ersteren und Massenüberschüssen unter den letzteren kompensiert würde, entwickelte zuerst Airy [1]), nachdem Pratt [2]) gezeigt hatte, daß der Himalaya nicht den Einfluß auf die Lotlinie ausübt, den er nach seinem Volumen haben sollte. Wie verschieden dicke Bretter verschieden tief in Wasser eintauchen und dementsprechend auch verschieden hoch sich über demselben erheben, so sollen nach Airy die verschieden dicken Teile der leichteren Erdkruste verschieden tief in das schwerere Erdinnere eintauchen. 1859 setzte Pratt [3]) seine Untersuchungen fort, und zeigte [4]), daß an der Südspitze der vorderindischen Halbinsel jene Lotablenkungen nicht vorhanden sind, die theoretisch infolge der Einwirkung des Plateaus von Dekkan am Rande des Indischen Ozeans zu erwarten seien. Der Massendefekt, welcher oberflächlich durch die Erstreckung des Meeresbeckens angezeigt ist, übt hier keinen Einfluß auf die Richtung des Lotes aus, er muß daher unter dem Meeresgrunde durch einen Massenüberschuß ausgeglichen werden. Auch die Intensität der Schwere offenbart am Fuße des Himalaya keinen Einfluß jenes Gebirges. Pratt folgerte hieraus, daß in jedem Radius vector der Erdkruste dieselbe Masse vorhanden sei, welche Masse unter den Meeresräumen dichter sei als unter den Festländern. Nach dieser Auffassung könnte man die Erdkruste mit einem Teige vergleichen, welcher in den Festländern mehr als in den Meeresräumen aufgegangen ist, aber allenthalben aus derselben Masse besteht. Spätere Untersuchungen bekräftigten Pratt [5]) in dieser Anschauung über die Struktur der Erdkruste. 1880 zeigte Faye [6]), daß die Schwere über den Ozeanen durchweg größer sei als auf den Kontinenten, woraus er gleichfalls schloß, daß unter den Ozeanen dichtere Massen vorhanden seien als unter den Festländern. Dadurch werde die oberflächliche Massenvertei-

---

[1]) On the Computation of the Effect of the Attraction of Mountain-masses, as disturbing the Apparent Astronomical Latitude in Geodetic Surveys. Philos. Transact. CXLV. 1855. S. 101.

[2]) On the Attraction of the Himalaya-Mountains etc. Philos. Transact. CXLV. 1855. S. 53.

[3]) On the Deflection of the Plumb-line in India, caused by the Attraction of the Himalaya-Mountains etc. Philos. Transact. CXLIX. 1859. S. 745.

[4]) On the Influence of the Ocean on the Plumb-line in India. Philos. Transact. CXLIX. 1859. S. 779.

[5]) Proceed. Roy. Soc. 1864. S. 270. — On the Constitution of the Solid Crust of the Earth. Philos. Transact. CLXI. 1871. S. 335.

[6]) Sur les variations séculaires de la figure mathématique de la terre. C. R. 1880. XC. S. 1185, 1444.

lung kompensiert, und wie auch Wasser und Land auf der Erdoberfläche verteilt seien, sei die Erdgestalt immer die nämliche sphäroidische mit der Abplattung 1:292, es seien also keine kontinentalen Wellen und ozeanischen Tiefen des Geoids vorhanden [1]). Faye führte die ungleiche Massenverteilung in der Kruste auf die Einwirkungen des kalten Meerwassers zurück, welche den Boden bis in große Tiefen abkühlten, und dadurch kontrahierten. Osmond Fisher hingegen meint, daß die Abkühlung unter dem Lande rascher als unter dem Meere erfolge, daß die Kruste unter den Ländern sich daher stärker verdickt habe als unter den Meeren, und gleichsam Wurzeln in die schwerere flüssige Unterlage entsende, was der Annahme von Airy entspricht. O. Fisher schätzt die Dicke der kontinentalen Kruste auf 40 km bei einer Dichte von 2,68, die der subozeanischen Kruste auf 32 km bei einer Dichte von 2,955 [2]).

Philipp Fischer [3]) hingegen führte den Schwereüberschuß auf ozeanischen Inseln ausschließlich auf regionale Abweichungen des Geoids vom Sphäroid zurück, und glaubte dieselben lediglich durch eine größere Nähe des Erdschwerpunktes erklären, sowie den Mangel von Lotstörungen in Vorderindien auf große regionale Lotstörungen zurückführen zu können, welche auf dem ganzen Gebiete der indischen Gradmessung auftreten und daher durch letztere nicht nachweisbar seien. Helmert [4]) hat seither gezeigt, daß die von Fischer angenommenen großen kontinentalen Abweichungen des Geoids vom Normalsphäroide die bestehenden Unterschiede der Schwere auf den Kontinenten und Inseln nicht zu erklären vermögen, daß vielmehr bei solchen Abweichungen die Schwere auf den Festländern unbedingt größer sein müsse als auf den ozeanischen Inseln. Helmert selbst schließt aus dem thatsächlichen Verhalten der Schwere, daß die Wirkung der Kontinentalmassen mehr oder weniger kompensiert wird durch eine Verminderung der Dichtigkeit der Erdkruste unterhalb der Kontinentalmassen, dergestalt, daß von einer gewissen Tiefe unterhalb des Meeresniveaus an bis zur physischen Erdoberfläche vertikale Prismen von gleichem Querschnitt annähernd gleiche Massen enthalten, wo man die Prismen auch nehmen mag.

---

1) Sur la persistance de la figure mathématique de la terre à travers les âges géologiques. Revue scientifique. 1886. S. 225, 338. — Sur la constitution de la croûte terrestre. C. R. 1886. CII. S. 651, 786.

2) Physics of the Earth's Crust. London 1881. Chap. XI. and XII. p. 280.

3) Die Gestalt der Erde. Darmstadt 1868.

4) Die mathematischen und physikalischen Theorieen der höheren Geodäsie. II. 1884. S. 364.

5. Die Permanenz der abyssischen und kontinentalen Gebiete [1]).

Das Vorhandensein eines Steilabfalles zwischen den hoch und tief gelegenen Krustenpartieen und der Unterschied in der Dichte beider bezeichnen so wesentliche Verschiedenheiten derselben, daß sich der Eindruck aufdrängt, als ob die kontinentalen und abyssischen Gebiete der Erde primär verschiedene Gebilde seien.

Gegen eine solche Annahme scheint zunächst die Thatsache zu sprechen, daß sich an der Zusammensetzung des festen Landes wesentlich marine Sedimente beteiligen, welche erweisen, daß namhafte Teile des heutigen Landes zeitweilig vom Meere bedeckt gewesen sind. Andererseits finden sich Ablagerungen kontinentaler Entstehung mehrfach dicht an den Küsten, wo ihr Auftreten auf eine früher größere Ausdehnung des Landes deutet. Es geht hieraus hervor, daß die Grenzen von Wasser und Land keine stabilen Linien der Erde sind.

Damit aber ist noch nicht gesagt, daß ein Austausch zwischen den hoch und tief gelegenen Krustenteilen stattgefunden habe; denn wenn auch gelegentlich das jetzige Land vom Meere bedeckt gewesen ist, so verrät doch das Vorkommen von Landpflanzen in den jüngeren paläozoischen, in den gesammten mesozoischen und vor allen den känozoischen Ablagerungen allenthalben Landnähe, die überdies durch vielfache Strandbildungen in allen geologischen Systemen direkt erwiesen wird. Es dürfte z. B. in der ganzen mesozoischen und känozoischen Aera kein Punkt des inundierten Europa wesentlich weiter als 500 km vom nächst benachbarten Lande entfernt gewesen sein. War dies doch nicht einmal in einer Zeit so ausgedehnter Meeresbedeckung, wie sie die jüngere Juraperiode besaß, der Fall, wie Neumayrs [2]) Karte zeigt, und alle Versuche, die geographischen Verhältnisse einer früheren Periode zu rekonstruieren, führen notwendigerweise zur Annahme

---

[1]) Vergl. hierzu das Kapitel über die Ebenen.

[2]) Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschr. d. K. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. L. 1885. Karte 1.

von Inseln, welche um so zahlreicher werden, je besser das betreffende Gebiet untersucht ist. Man vergleiche in dieser Beziehung die Kärtchen, welche Hull[1]) und Jukes-Browne[2]) für die britischen Inseln entworfen haben und welche von Mitteleuropa gleichfalls unter Berücksichtigung des Umstandes, daß die gegenwärtigen Grenzen der geologischen Systeme nicht die Ufer alter Meere darstellen, gezeichnet worden sind[3]). Die mächtigen marinen mesozoischen Bildungen des Himalaya liegen zwischen Vorderindien und China, welche beiden Länder seit mesozoischen Zeiten nicht vom Meere bedeckt gewesen sind[4]), und sie können daher nicht weiter als höchstens 700 km vom Lande abgelagert worden sein. Die Rekonstruktion der früheren Meere im Bereiche des heutigen Landes führt stets zur Annahme mehr oder weniger landumschlossener Wasserflächen, wie sie heute nur innerhalb des Kontinentalblockes vorkommen. Dabei walten die Ablagerungen seichter Meere in der geologischen Schichtfolge der Länder entschieden vor; und wenn hie und da gewisse Ablagerungen eine außergewöhnliche nach Tausenden von Metern zählende Mächtigkeit erreichen, so sind sie dabei in der Regel nicht Ausfüllungen ebenso tiefer Löcher, sondern meist Seichtwassergebilde, deren Ablagerung Schritt hielt mit einer allmählichen Senkung ihrer Unterlage. Die meisten marinen Schichten der Festländer entsprechen den Ablagerungen, welche in den gegenwärtigen Transgressionsmeeren entstehen. Daneben fehlen aber keineswegs die Sedimente tieferer Meere. Aber auch diese treten stets unter Verhältnissen auf, welche auf eine nicht allzu bedeutende Entfernung des Landes zur Zeit ihrer Entstehung schließen lassen. Man kann sie daher nicht mit den Sedimenten der heutigen

---

[1]) Palaeo-Geological- and Geographical Maps of the British Islands. Scient. Trans. R. Dublin Soc. I. 1882. Contributions to the Physical History of the British Isles. London 1882.

[2]) The Building of the British Isles. London 1888.

[3]) Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 100—106.

[4]) H. Medlicott and W. T. Blanford. A Manual of the Geology of India. — v. Richthofen, China. II. 1882. S. 743.

abyssischen Tiefen vergleichen, sondern muß sie den Ablagerungen am Boden tiefer Ingressionsmeere an die Seite stellen. Die marinen Schichten des festen Landes sind sohin den Gebilden ähnlich, welche gegenwärtig auf den untergetauchten Teilen des Kontinentalblockes entstehen, ebenso wie die Umrisse der früheren Meere den heutigen Binnenmeeren entsprechen. Bemerkenswerterweise halten sich die Ablagerungen früherer Transgressionen an die Nachbarschaft der heutigen, jene alter Ingressionen an die Nähe der jetzigen Ingressionen, und die nachpaläozoischen von ihnen beschränken sich genau auf die Zonen jähen Wechsels der Höhen und Tiefen.

Ein charakteristisches Merkmal der Transgressionsmeere früherer geologischer Perioden ist, daß sie sich immer nur vorübergehend in das Innere der Festländer erstreckten, sie haben sich hier stets nur zeitweilig aufgehalten. In den alten Transgressionsgebieten ist die geologische Schichtfolge meist unvollständig; die verschiedenen marinen Bildungen werden hier durch Kontinentalbildungen oder eine entsprechende Diskordanz, welche ein „verlorenes Intervall“ anzeigt, voneinander getrennt. Sie sind in Form bestimmter Cyklen entwickelt, die mit Strandbildungen beginnen und enden. Die Grenzen einiger solcher Cyklen sind zur Abgrenzung geologischer Perioden verwendet worden. Im Bereiche der alten Ingressionen ist die Schichtfolge vollständiger als in dem der Transgressionen; die Grenzen verschiedener Cyklen sind verwischt, man findet ununterbrochene Meeresbedeckung während mehrerer Cyklen; und manche, sonst fehlende Zwischenbildungen, wie z. B. das Rhät und Tithon in den Alpen, die permotriadischen Ablagerungen des Himalayagebietes, gewinnen Bedeutung.

Hiernach ist zu schließen, daß die Kontinentaltafel in ihrem heutigen Umfange seit langem besteht, aber zu verschiedenen Perioden in verschiedenem Umfange überflutet gewesen ist, während in den Zwischenzeiten, wie aus der Verbreitung der Kontinentalbildungen hervorgeht, das Land einen größeren Umfang besessen haben

dürfte. Die Gebiete jähen Wechsels der Höhen und Tiefen haben dagegen mehrfach eine große Verschiebung von hoch und tief erfahren. Sie stellen sich nicht bloß räumlich, sondern auch zeitlich als Gebiete des Höhenwechsels dar. Sie sind die labilen, bald hoch, bald tief gelegenen Teile des Kontinentalblockes, während dessen Oberfläche sonst verhältnismäßig stabil erscheint. Dafür, daß sich Teile der landfernen ozeanischen Bodenfläche zum festen Lande gesellten, fehlen aus postpaläozoischen Zeiten noch alle Beweise, aus früheren Perioden überzeugende Gründe. Darnach müssen auch die abyssischen Tiefen als sehr alt und demnach als verhältnismäßig stabile Teile der Erdoberfläche gelten. Die Erdkruste zerfällt sohin nach ihrer Höhenentwickelung und Dichte, sowie nach ihrer Geschichte in stabil hoch und tief gelegene Teile sowie in labile Zonen raschen Höhenwechsels. Letztere sind heute teilweise ganz auf dem Lande gelegen, teilweise, an der Ostküste von Afrika und Australien, liegen sie größtenteils untergetaucht und setzen sich hier nur undeutlich von den abyssischen Regionen ab. Wie in den landfest gewordenen labilen Teilen die Ablagerungen alter Meere vorhanden sind, so können möglicherweise die untergetauchten alte Landflächen darstellen.

Nach einigen Anzeichen zu urteilen, haben diese labilen Zonen ihre Lage verändert. Nordwest- und Mitteleuropa gehörten in der paläozoischen Aera zu den labilen Teilen der Kruste, seit mesozoischen Zeiten sind sie relativ stabil. Gleiches gilt von der Alleghanyregion in Nordamerika. In beiden Fällen befindet sich jetzt die labile Zone weiter südlich. Wenn nun jene labilen Zonen, die sich gerade an der Grenze des Kontinentalblockes erstrecken, ihre Lage veränderten, so konnte es geschehen, daß kontinentale Partieen untertauchten und benachbarte abyssische sich erhoben. Es ist wohl denkbar, daß an einzelnen Rändern des Kontinentalblockes Grenzverschiebungen zwischen den hoch und tief gelegenen Krustenteilen erfolgten, und daß der Fuß desselben nicht von jeher dieselbe Lage besessen hat, aber für Annahme einer gänzlichen Umsetzung ausgedehnter tief gelegener,

also schwererer Krustenteile in ausgedehnte höhere und leichtere, sowie umgekehrt fehlen zur Zeit noch bestimmte Thatsachen.

Die Frage, inwiefern Tiefseebildungen sich am Aufbau des Kontinentalblockes beteiligen, wird sehr verschieden beantwortet, je nachdem man ihren Begriff faßt. Wenn man mit Theodor Fuchs[1]) die Grenze zwischen Tief- und Flachsee dort sieht, wo zwei Faunen sich trennen, wird man die Grenze beider in 75 bis 90 m Tiefe zu verlegen haben, und es werden dann selbstverständlich die meisten Schichten als Tiefseeablagerungen zu gelten haben. Man trennt dann biologisch, nicht geographisch. Faßt man hingegen die Tiefseebildungen morphologisch auf als Ablagerungen der abyssischen Tiefen, welche ausschließlich durch Ausscheidungen aus dem Meere entstehen und denen keinerlei terrigene Materialien beigemengt sind, so wird man nur sehr wenige Ablagerungen als echt abyssisch bezeichnen können. Auch die weiße Schreibkreide, welche man lange Zeit für einen fossilen Globigerinenschlamm hielt, ist nach den neuesten Untersuchungen von Cayeux[2]) ein terrigenes Sediment, in geringer Entfernung von der Küste und in geringer Meerestiefe abgelagert. Dagegen tragen, wie Neumayr[3]) und Wähner[4]) zeigten, manche rote Alpenkalke sowie hornsteinführende Schichten das Gepräge von Ablagerungen roten Tiefseethones und von Radiolarienschichten. Es muß aber bemerkt werden, daß der hierher gerechnete Adnetherkalk in einem Meere zur Ablagerung kam, dessen Ufer nach Osten zu bereits in 150 km Entfernung durch die Grestener Schichten, nach Norden und Nordwesten zu in 200 km Entfernung durch den litoralen schwäbischen Lias, gegen Süden in 200 km durch die grauen Kalke Venetiens festgelegt ist. Es gehören daher die Adnetherschichten zu jenen Tiefseebildungen, die in einem echten Ingressionsbinnenmeere abgelagert wurden.

Die Verschiedenheit der Transgressions- und Ingressionsablagerungen wurde zuerst in Europa erkannt, wo man eine nördliche und eine alpin-mediterrane Entwickelung der mesozoischen Gruppe antraf. In Indien lernte man die Halbinselbildungen von den Himalayaformationen scheiden[5]). In ganz Amerika ist die mesozoische Schichtfolge auf der pazifischen Seite eine andere und

---

[1]) Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. Beilageband II. 1883. S. 487.

[2]) La craie du Nord de la France. Annal. Soc. Géol. du Nord. XIX. p. 95. 1891.

[3]) Erdgeschichte. Leipzig 1886/87. I. S. 364. II. S. 322.

[4]) Korallenriffe u. Tiefseeablagerungen in den Alpen. Schriften d. Ver. z. Verbreit. naturw. Kenntnisse. Wien. XXXII. 1892. S. 207.

[5]) Blanford and Medlicott, A Manual of the Geology of India. Einleitung.

reichere als auf der atlantischen [1]. Auf die Entwickelung mancher Systeme in Gestalt von Cyklen wiesen Hull und J. William Dawson [2]) hin und stellten im Paläozoikum Nordamerikas vier Cyklen fest. Die Geschichte der Transgressionen entrollte Eduard Sueß [3]) und betonte deren Bedeutung für die geologische Chronologie.

Aber nicht bloß die Kontinentaltafel, sondern auch das Land ist sehr alt. Seine Existenz wird bereits durch Konglomerate in den archäischen Schichten erwiesen; gewisse altpaläozoische Ablagerungen ähneln jüngeren Kontinentalbildungen und lassen gleich denselben auf ausgedehnte gleichzeitige Landflächen schließen. Das Auftreten hoch organisierter Kryptogamen und durch Lungen atmender Landschnecken im Devon setzt eine lang anhaltende Zeit, in welcher sich die Anpassung der ursprünglichen Meeresbewohner an terrestre Zustände vollziehen konnte, also eine lange ununterbrochene Existenz des Landes voraus. Die riesigen pflanzenfressenden Dinosaurier der mesozoischen Aera brauchten ebenso wie die riesigen Säugetiere der känozoischen Aera große Landflächen als Weiden [4]); und läßt sich aus der Schichtfolge in Vorderindien, China, am Kap der Guten Hoffnung, in Brasilien, sowie in großen Teilen Nordamerikas und manchen Strecken Nordeuropas herleiten, daß diese Gebiete seit paläozoischen Zeiten permanent Land waren, so bezeugt die Süßwassermolluskenfauna Nordamerikas permanente kontinentale Zustände seit mesozoischen Zeiten. Bemerkenswert ist allerdings, daß die Entwickelung der Land-Faunen und -Floren mehrfach sprunghaft erfolgte; plötzlich treten in der jüngeren Kreideperiode Dikotyledonen und mit dem beginnenden Tertiär Säugetiere sowohl in Nordamerika wie in Europa in solcher Zahl und Entwickelung auf, daß man auf große stattgehabte Wan-

---

1) Steinmann, A Sketch of the Geology of South-America. Americ. Naturalist. 1891. p. 585.

2) Acadian Geology. London 1868. p. 135.

3) Antlitz der Erde. II. Wien 1888. S. 266 ff. S. 681 ff.

4) Vergl. White. Certain Phases in the geological History of the North-American Continent, biologically considered. Proc. Biolog. Soc. Washington. II. 1884.

derungen, die wohl auf geographische Veränderungen zurückzuführen sind, schließen muß. Aber es muß berücksichtigt werden, daß es sich hier um bloße Veränderungen der Landflächen, nicht aber auch um solche des Kontinentalblockes zu handeln braucht. Führten zoo- und phytogeographische Erwägungen früher zur Annahme von Landverbindungen zwischen den einzelnen Erdteilen quer über die Ozeane hinweg, an deren Stelle man sich andere Erdteile dachte, wie z. B. eine Atlantis, eine Lemuria und einen pazifischen Kontinent, so haben doch neuere Untersuchungen meist mit der Notwendigkeit solcher Annahmen gebrochen, und A. Russel Wallace[1]) hat die Verbreitung der Landorganismen bei Annahme einer Permanenz der Kontinente zu erklären gesucht. Ist also das biologische Material nur mit großer Vorsicht bei Schlußfolgerungen auf geographische Veränderungen zu verwerten, so ist doch unverkennbar, daß die seit paläozoischen Zeiten nachweisbare fortschreitende Entwickelung terrestrer Floren und Faunen nur durch Annahme ununterbrochener terrestrer Zustände auf der Erdoberfläche seit jenen Urzeiten an erklärlich ist, in welchen Landbewohner entstanden. Permanent hat Land seit Beginn des paläozoischen Zeitalters existiert, und zwar nachweislich immer im Bereiche des heutigen Kontinentalblockes. Nun aber kann das Meerwasser heute die Erdoberfläche 2640 m hoch bedecken. Wenn daher nicht seit paläozoischen Zeiten eine namhafte Vermehrung des ozeanischen Wassers oder eine bedeutende Verkleinerung der Erdoberfläche eingetreten ist, so muß zu allen Zeiten die mittlere Meerestiefe mehr denn 2640 m betragen haben, also abyssisch gewesen sein. Wenn dabei die marinen Bildungen des Landes vorwiegend in seichtem Wasser entstanden, so müssen notwendigerweise im Bereiche der heutigen Ozeane stets Tiefen ähnlich den jetzigen abyssischen bestanden haben.

Die genannten Gebiete, welche seit paläozoischen Zeiten nicht untergetaucht gewesen sind, messen mindestens 26 Millionen Quadratkilometer (Südafrika 6, Vorderindien 2, China 5, Brasilien 5,

---

[1]) Island-Life. London 1880.

Nordamerika 6, Nordeuropa 2 Millionen Quadratkilometer), also 1/20 der Erdoberfläche. Die mittlere Meerestiefe x_1 während der mesozoischen Aera ergibt sich darnach im Minimum aus der Gleichung

$$0{,}05 + 0{,}95\,x_1 = -2{,}64\,\text{km}$$
$$x_1 = -2{,}83\,\text{km}.$$

Wird nun angenommen, daß alles übrige Land überflutet gewesen sei, was schwerlich selbst während der Transgression des oberen Jura und der oberen Kreide der Fall war, und daß die mittlere Meerestiefe hier 1000 m gewesen sei, was entschieden zu hoch gegriffen ist, so ergibt sich für die ozeanischen Flächen die mittlere Tiefe x_2 aus der Gleichung

$$0{,}05 + 0{,}18\,(-1) + 0{,}77\,x_2 = -2{,}64\,\text{km}$$
$$x_2 = -3{,}26\,\text{km}.$$

Diese Zahlen sind unter der Voraussetzung einer konstanten Größe der Erde gewonnen. Letztere aber ist in Kontraktion begriffen, und überdies erfährt die Wassermenge des Ozeans durch die mit den vulkanischen Materien geförderten Dämpfe eine Mehrung. Beide Größen lassen sich nicht berechnen, und namentlich läßt sich nicht feststellen, inwieweit der Mehrung des Wassers durch vulkanische Aushauchungen die Absorption des Wassers bei der Hydratisierung der Gesteine die Wage gehalten wird. Schätzt man die Kontraktion des Erdradius seit Beginn der paläozoischen Zeit auf 10 %, entsprechend einer Umfangminderung von 4000 km, und ebenso die Mehrung des Wassers auf 10 % — womit die betreffenden Beträge gewiß überschätzt sind —, so erhält man doch für Beginn der paläozoischen Aera eine die Erde ganz bedeckende Wasserhülle von 1800 m Tiefe, welche Tiefe durch die mittlere des Meeres noch übertroffen worden ist.

Die Permanenz der Kontinente behauptete zuerst James Dana[1]) auf Grund theoretischer Betrachtungen und der Entwickelung Nordamerikas, während Charles Lyell[2]) meinte, daß Festländer zu Ozeanen und umgekehrt diese zu Festländern werden könnten. Aber erst nachdem durch die „Challenger"-Expedition die Natur der Tiefseeablagerungen bekannt wurde, ist man des großen Unterschiedes zwischen der Entwickelung abyssischer Sedimente und der marinen Schichten des Landes gewahr geworden. Sir Wyv. Thomson[3]), Archibald Geikie[4]) und John

---

1) Geological Results of the Earth's Contraction. Am. Journ. (2). IV. 1847. p. 335. — A General Review of the Earth's Cooling from a state of Igneous Fusion. Am. Journ. (2). IV. 1847. p. 88.

2) Principles of Geology. 12th ed. vol. I. p. 258.

3) The Depths of the Sea. p. 472—76. — Geological Changes of Level. The Nature. XXIII. 1880. p. 33.

4) Geographical Evolution. P. R. G. S. 1879. p. 422.

Murray[1]) betonten den Mangel an Tiefseebildungen auf den Kontinenten und erklärten dieselben für permanent hoch gelegene Gebilde, was A. R. Wallace durch zahlreiche Gründe stützte[2]), zu denen Osmond Fisher[3]) den Hinweis auf die verschiedene Dichtigkeit der subkontinentalen und subozeanischen Kruste gesellte. Seither haben sich der Lehre angeschlossen Sir William Dawson[4]), James Geikie[5]) und Alexander Agassiz[6]), sowie Hugh Robert Mill[7]); bekämpft wurde dieselbe von Mellard Reade[8]), von Hull[9]), Crosby[10]), Starkie Gardener[11]) und W. T. Blanford[12]); einen vermittelnden Weg schlug Jukes-Browne[13]) ein; als offen behandelten Neumayr[14]), Sueß[15]) und G. K. Gilbert[16]) die Frage; die beiden ersten nahmen jedoch zugleich namhafte Veränderungen in der Verteilung der Kontinente und Ozeane an, und Sueß stellte direkt den Atlantik als nicht permanent hin.

Die Gründe, welche gegen die Permanenz der Kontinente beigebracht werden, stützen sich zum Teil auf die geologische

---

1) Proc. R. Soc. Edinburgh 1880.

2) Island-Life. London 1880. p. 81. — The Permanence of the Great Oceanic Basis. Nat. Science I. 1892. p. 418.

3) Physics of the Earth's Crust. 2nd ed.

4) Pres. Address British Assoc. 1886. Vergl. The Nature. XXXIV. 1886. p. 409.

5) The Evolution of Climate. Scott. Geogr. Mag. 1890. p. 57. The development of Coast-Lines. Addr. Brit. Assoc. Edinburgh 1892. Scott. Geogr. Mag. 1892. p. 457. Fragments of Earth Lore. 1893. p. 349, 393.

6) Three Cruises of the Steamer „Blake". I. 1887. p. 125.

7) The Permanence of Ocean Basins. Geogr. Journ. I. 1893. p. 230.

8) Oceans and Continents. Geol. Mag. (2). VII. 1880. p. 385.

9) Contributions to the Phys. Hist. of the British Isles. 1882.

10) On the Origin and Relations of Continents and Ocean Basins. Proc. Bost. Soc. Nat. Hist. 1883. — Geol. Mag. (2). X. 1883. p. 546.

11) The Fallacy of the Theory of the Permanence of Continents. Geolog. Mag. (2). IX. 1882. p. 546.

12) Anniversary Address of the President. Proceed. Geolog. Soc. London 1888/89. p. 43.

13) The Building of the British Isles. London 1888. Chap. XV. p. 324. — The Evolution of Oceans and Continents. Natural Science 1891. I. p. 508. — The Physics of the Suboceanic Crust. The Nature. XLI. 1889/90. p. 54.

14) Erdgeschichte. I. S. 362—367. II. S. 33.

15) Are Great Ocean Depths permanent? Natural Science. II. 1893. p. 180.

16) Continental Problems. Bull. Geolog. Soc. of America. V. p. 179. 1893.

Geschichte des Atlantik. Die außerordentlich mächtigen paläozoischen Schichten des östlichen Nordamerika weisen auf ein südöstlich, die Triasbildungen Großbritanniens auf ein westlich gelegenes Land hin, welches in beiden Fällen in den Ozean zu liegen kommen soll. An der früheren Existenz eines solchen Landes in den genannten Richtungen ist nicht zu zweifeln, aber es ist nicht erwiesen, daß sich dasselbe über die ozeanischen Tiefen erstreckte; es kann ein Gebirgswall wie die Anden gewesen sein, deren Trümmer die Ebenen des oberen Amazonas aufbauen, welche ein rezentes Analogon zu den englischen Triasbildungen sind und sich nicht weiter als letztere von den abyssischen Tiefen befinden. Neumayr[1]) und Sueß halten den Südatlantik für eine sehr junge Einsenkung, sie stützen sich dabei auf die Verwandtschaft südamerikanischer und europäischer Meeresfaunen der mesozoischen und zum Teil auch känozoischen Aera, sowie auf den Mangel jurassischer mariner Ablagerungen auf den zugewandten marinen Küsten Brasiliens und Afrikas. Dafür aber erweisen Kreideschichten, welche die afrikanische Westküste begleiten und nur in den bisher noch wenig untersuchten Strichen zwischen 5° N. und 20° N. fehlen[2]), daß bereits während der Kreideperiode hier ein Meer existierte.

Weitere Argumente gegen die Permanenz der Kontinente werden aus der Verbreitung der Tiere und Pflanzen entnommen. Seitdem A. R. Wallace gezeigt hat, daß dieselben in sehr vielen Fällen nicht haltbar sind, hat W. A. Blanford (a. a. O.) diesem Materiale wesentlich neue Gesichtspunkte abgewonnen. Er legte dar, daß die höchst entwickelten von Wallace besonders gewürdigten Formen durch ihre Verbreitung zur Annahme keiner großen geographischen Veränderung führen, weil sie jugendlichen Ursprungs sind, und vielfach erst entstanden, seitdem die bestehende Verteilung von Wasser und Land bereits geschaffen war. Man müsse daher vor allem alte Elemente in Betracht ziehen. Die Folgerungen, zu welchen er gelangt, bestehen aber keineswegs in einem gänzlichen Austausche von Festländern und Ozeanen. Er verlangt eine Landverbindung zwischen Madagaskar und Vorderindien, und in der That finden sich an der Ostküste Afrikas Anzeichen einer labilen Zone (siehe S. 161). Ferner bringt er Gründe für eine Landverbindung zwischen Südafrika und Südamerika bei. Gerade aber die Südspitzen des Kontinentalblockes sind mit dem antarktischen Gebiete, also auch unter einander durch Schwellen verbunden, die der mittleren Krustenhöhe sehr nahe kommen (vergl. S. 135), daher wie untergetauchte Teile des Kontinentalblockes erscheinen. Blanfords Folgerungen stehen daher keineswegs in unlösbarem Widerspruche mit den hier entwickelten.

---

[1]) Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschriften d. K. Akad. Wien, math.-naturw. Kl. L. 1885. S. 132.

[2]) Vergl. O. Lenz, Geologische Karte von Westafrika. P. M. 1882. Tafel 1.

Die unbestimmte Fassung des Begriffes Kontinent war der Annahme von der Lehre über die Permanenz der Kontinente sehr hinderlich. Wallace dachte sich die Kontinente zuerst bis zur 1000, jüngst bis zur 2000 Fadenlinie erstreckt, so daß ein nicht geringer Spielraum für deren Umfang blieb. Eine strengere Fassung des Begriffes führte kürzlich Mill ein, welcher sich die Kontinente bis zum Niveau der mittleren Krustenhöhe erstreckt dachte. Umgrenzt man die Kontinente so oder, wie hier geschehen, durch den Fuß ihres Sockels, so kommen innerhalb derselben alle Ingressionsmeere zu liegen, in welchen Tiefseeablagerungen entstehen. Es ist bereits darauf hingewiesen, daß die Sedimente solcher Ingressionsmeere in den labilen Zonen mehrfach auftreten; zu ihnen gehören auch die Gebilde, welche ein zentrales Mittelmeer erweisen, dessen Verlauf in Raum und Zeit Neumayr untersuchte. Dieses Meer ist nicht vergleichbar mit den heutigen Ozeanen, es kann daher nicht mit Sueß als tethyscher Ozean[1]) bezeichnet, und aus den Sedimenten dieses Meeres auch nicht gefolgert werden, daß sich Ozeane in Kontinente verwandelten.

Jukes-Browne und Sueß meinen, daß sich die Differenzierung kontinentaler Räume allmählich vollzogen habe, und die von Jukes behauptete allmähliche Vertiefung der Meeresbecken wird von Sueß durch den Hinweis gestützt, daß die abyssische und die Landfauna durch Anpassung der Seichtwasserfauna entstanden sei. Diese Anschauung schließt nicht die Annahme aus, daß die großen ozeanischen Tiefen ihren Ort seit sehr langen Zeiten nicht wesentlich geändert haben. Britische Forscher haben mehrfach von einer geographischen Entwickelung gesprochen, und James Geikie[2]) hat durch Kärtchen gezeigt, wie er sich die jetzigen Landflächen erwachsen denkt. Die Annahme eines solchen allmählichen Anwachsens der Landflächen steht mit den Thatsachen nicht im Einklange, welche periodische Transgressionen, durch Festlandzeiten getrennt, erweisen. Hierauf beziehen sich die Bemerkungen von Jos. Le Conte[3]).

Die Unterscheidung von stabilen und labilen Teilen der Erdkruste bahnte Sir William Dawson[4]) an, indem er unterschied:

1. Permanente Tiefseegebiete,
2. Periodische submerse Kontinentaltafeln,
3. Hebungs- und Senkungsgebiete.

---

[1]) Are Great Ocean Depths permanent? Nat. Science. II. 1893. p. 183.

[2]) The Evolution of Climate. Scott. Geogr. Mag. 1890. p. 57.

[3]) On the Permanence of Continents and Ocean Basins. Geolog Mag. (3). III. 1886. p. 97.

[4]) Pres. Address Brit. Assoc. Birmingham. 1886. — The Nature. XXXIV. 1886. p. 409.

II. Buch.

Die Landoberfläche.

I. Abschnitt.

Kapitel I.

Allgemeine Eigenschaften der Landoberfläche.

1. Morphologische Eigenschaften.

Die Abdachung der Landoberfläche zeichnet sich durch ihre Gleichsinnigkeit aus. Man kann von den meisten Punkten des Landes in einer bestimmten Richtung ununterbrochen abwärts wandern, wobei man in der Regel das Meer, in selteneren Fällen Orte erreicht, von welchen man ringsum ausschließlich ansteigen muß. Die letzteren sind die Zentren der Gebiete ungleichsinniger Abdachung und der Wannen. Ganz ausnahmsweise sind endlich die Stellen, an welchen die Eindeutigkeit der Projektion auf das Meeresniveau, welche sonst die Erdoberfläche auszeichnet, nicht vorhanden ist, wie z. B. bei den senkrechten Wänden, überhängenden Felsen und Höhlen, welche gleichsam Einstülpungen der Oberfläche darstellen. Das sind die überhängenden Formen.

Von diesen drei Formengebieten der Landoberfläche ist das der gleichsinnigen Abdachung am weitesten verbreitet. Fast vier Fünftel (77,9 %) der Landoberfläche dachen sich zum Ozeane, der Rest (22,1 %) nach den Ge-

bieten ungleichsinniger Abdachung ab, und dadurch sondern sich zwei große Gebiete der Landoberfläche, das Bereich der ozeanischen und jenes der binnenländischen Abdachung, nämlich die Binnengebiete. Indem sich der überwiegende Teil des Landes nach dem Weltmeere hin abdacht, muß es höher als dessen Spiegel liegen. Nur im Bereiche der Binnengebiete senkt sich die untere Grenze des Luftmeeres unter das Meeresniveau herab; solche Stellen bezeichnet man als Depressionen. Aber auch derartige Depressionen sind sehr selten; die wenigen vorhandenen bilden eine besondere Form der Wannen und sollen unter den letzteren behandelt werden.

Der Lauf des rinnenden Wassers hebt die Abdachungsrichtung des Landes hervor; das Wasser erfüllt auch häufig die mitten in Abdachungsgebieten gelegenen Wannen bis zu ihrem Rande in Gestalt von Seen, und stellt durch seinen Spiegel die unterbrochene Abdachung wieder her. Das Auftreten von leeren Wannen, nach welchen sich die binnenländischen Abdachungen richten, setzt daher den Mangel von Wasser, im allgemeinen Trockenheit voraus. Indem nun entweder bloß die Oberfläche der starren Kruste, oder auch zugleich die letztere samt ihrer örtlichen Bedeckung mit Wasser ins Auge gefaßt wird, ergeben sich zwei verschiedene Landoberflächen, die Grenze des Starren und die untere Grenze des Luftmeeres. Beide Flächen fallen größtenteils zusammen und gehen lediglich im Bereiche der Binnengewässer auseinander. Dieselben nehmen höchstens 2 % des Landes ein und bedingen einen mittleren Abstand beider Oberflächen von etwa 20 m, wenn ihr Volumen auf weniger als 300 000 cbkm veranschlagt wird. Die Menge des auf der Landoberfläche befindlichen Wassers wechselt mit klimatischen Verhältnissen. Der Abstand der unteren Grenze des Luftmeeres von der starren Landoberfläche ist daher kein konstanter, er wird kleiner, wenn sich das Wasser auf dem Lande mindert, er kann aber auch sich vergrößern, sobald noch mehr leere Wannen mit Wasser erfüllt werden. Da der Umfang der letzteren noch nicht bekannt ist, kann die Maximalgröße jenes Abstandes

noch nicht berechnet werden. Mutmaßlich übersteigt dieselbe den Wert von 40 m nicht.

Richten sich die Abdachungen der Landoberfläche einerseits nach bestimmten Gebieten, so stoßen sie andererseits auch zusammen. Die Linien, in welchen sich zwei entgegengesetzt gerichtete Abdachungen des Landes schneiden, sind dessen Firstlinien. Beiderseits derselben fließt das Wasser in entgegengesetzter Richtung ab. Die Firstlinien sind zugleich Wasserteiler oder Wasserscheiden. Ihre Bedeutung ist eine sehr verschiedene. Manche trennen Abdachungen voneinander, die sehr bald einander treffen und miteinander verschmelzen, während andere solche Abdachungen scheiden, die stetig voneinander abgewandt sind. Alle ozeanischen Abdachungen treffen sich am Gestade des Weltmeeres, erweisen sich daher als Glieder ein und derselben großen Abdachung. Dagegen treffen sich die Binnenabdachungen nicht, sondern wenden sich verschiedenen isolierten Wannen zu. Die Binnengebiete zerfallen daher in einzelne isolierte Abdachungen.

Die Ausdehnung und Verbreitung der Binnengebiete steht in keiner Beziehung zu den Umrissen und der Größe der einzelnen Erdteile. Manche Binnengebiete, wie das der Sahara und jenes von Westaustralien, grenzen unmittelbar an das Meer, andere, wie z. B. der Ostflügel des asiatischen, haben eine mehr zentrale Lage. Sie beschränken sich nicht nur auf die Festländer, sondern kommen auch auf Inseln vor. Unverkennbar ist ihre zonale Anordnung. Unter dem Aequator und in höheren Breiten fehlen sie, und ihre Hauptentwickelung fällt auf beiden Hemisphären zwischen den 20. und 45. Parallel, also in jene Zonen, in welchen auf dem Meere die trockenen Passate wehen.

Die ozeanische Abdachung des Landes zerfällt in einzelne Abteilungen je nach den Ozeanen oder Nebenmeeren, nach welchen sie sich richtet. Das Bereich der atlantischen Abdachung ist ein weit größeres als jenes der pazifischen. Der Kranz von Erhebungen, welcher den Pazifik umgibt, fällt, wie bereits Malte

Brun[1]) hervorhob, und wie die von v. Tillo[2]) jüngst entworfene Skizze wiederum deutlich erkennen läßt, mit der Hauptwasserscheide der Erde, welche die Zuflüsse des Atlantik von denen des Pazifischen und Indischen Ozeans trennt, zusammen. Ersterem wendet sich die Abdachung von 51 %, den beiden letzteren nur von rund 27 % der gesamten Landoberfläche zu.

Innerhalb einer jeden ozeanischen wie auch jeder einzelnen binnenländischen Abdachung lassen sich ferner die Gebiete, deren Abdachung sich erst am Meeresufer oder in der Mitte von Wannen trifft, von jenen sondern, welche bereits im Verlaufe der Abdachung miteinander verschmelzen. Die ersteren sind die Gebiete der einzelnen in das Meer fallenden Flüsse und Ströme sowie die der verschiedenen Wannen zugehörigen Wasseradern, die letzteren Unterabteilungen von solchen, welche meist nur hydrographische Bedeutung besitzen.

Die nachstehende Tabelle gibt einen Ueberblick über die Hauptabdachungsgebiete der Landoberfläche, einschließlich des Areals der wassererfüllten und leeren Wannen; dazu ist eine Schätzung der Seefläche gefügt[3]).

Die großen Abdachungen der Landoberfläche erfolgen nur höchst selten gleichmäßig, und ihre Gefällslinien sind nur ausnahmsweise gerade, sondern in der Regel sehr verwickelt gewundene Linien. Auf dem bei weitem überwiegenden Teile der Landoberfläche machen sich augenfällige Höhenunterschiede geltend. Durchschneidet man das Land durch beliebig gerichtete Vertikalebenen, so werden letztere nach oben durch vielfach gebrochene, zickzackförmig verlaufende Linien begrenzt, welche bald unter stumpfen, bald unter spitzen Winkeln aneinander-

1) Précis. II. p. 183.

2) Ein Wort über die Hauptwasserscheide der Erde. P. M. 1887. S. 101. Vergl. auch ebenda 1889. S. 24.

3) Die Abdachungsgebiete wurden auf Blatt 16 von Berghaus' physikalischen Atlas ausgemessen. Die Schätzung der Seeflächen beruht nur bei Europa auf Messungen, nämlich jenen von Strelbitsky, für die anderen Erdteile wurden die Areale der größten Seen zusammengestellt, und die Gesamtseenfläche durchschnittlich um 50—75 % höher angenommen.

stoßen. Gegenüber solchem unebenem Gelände oder Unebenen treten die Ebenen entschieden zurück, das heißt jene Teile der Landoberfläche, die, soweit das Ge-

Tabelle
der Abdachungsgebiete der Festländer.
(In Millionen Quadratkilometer.)

	Europa	Asien	Afrika	Australien	Nord-Amerika	Süd-Amerika	Summa
Atlantik . . .	1,5	—	10,7	—	2,6	15,3	30,1
Mittelmeer . .	3,0	0,7	3,9	—	—	—	7,6
Eismeer . . .	1,6	10,6	—	—	2,7	—	14,9
Amerik. Mittelm.	—	—	—	—	5,6	0,6	6,2
Nord- u. Ostsee	1,7	—	—	—	—	—	1,7
Hudsonsbai . .	—	—	—	—	3,5	—	3,5
Atlantik . .	7,8	11,3	14,6	—	14,4	15,9	64,0[1])
Pazifik . . .	—	7,2	—	0,5	5,1	1,0	13,8
Aus.-as. Mitt. M.	—	2,2	—	—	—	—	2,2
Pazifik . . .	—	9,4	—	0,5	5,1	1,0	16,0[2])
Indik	—	7,9	4,8	3,2	—	—	15,9
Rotes Meer . .	—	—	0,2	—	—	—	0,2
Indik . . .	—	7,9	5,0	3,2	—	—	16,1[3])
Binnengebiete .	1,6	12,6	9,6	4,0	0,9	1,2	29,9
Festland . . .	9,4	41,2	29,2	7,7	20,4	18,1	126,0
Inseln	0,8	2,4	0,6	1,3	4,1	0,1	9,3
Erdteil . . .	10,2[4])	43,6	29,8	9,0	24,5	18,2	135,3
Seen	0,2	ca. 1,0	ca. 0,4	ca. 0,08	ca. 0,8	ca. 0,04	2,5

[1]) Atlantik samt Inseln 69 — 51,0 %
[2]) Pazifik " " 19,7 } 26,9
[3]) Indik " " 16,7 }
Binnengebiete . . . 29,9 — 22,1 — 23,7 % der Festlandfläche.
135,3 — 100 %

[4]) Politisch samt Island und Novaja Semlja.

sichtsfeld des Beobachters reicht, keinerlei auffällige Höhenunterschiede aufweisen, und deren Oberfläche im Profile eine stetig gekrümmte Linie, und zwar entweder eine sehr sanft ansteigende Gefällslinie oder eine minder konvex als eine Niveaulinie gekrümmte darstellt. Wirkliche Horizontalebenen im geodätischen Sinne des Wortes kommen auf der starren Landoberfläche nicht vor, sondern werden lediglich durch die Wasserspiegel an der unteren Grenze der Atmosphäre dargestellt.

Die raschen Höhenunterschiede benachbarter Orte, das Sichtbarwerden der relativen Höhe des einen über dem andern bildet das bezeichnende Merkmal für den größten Teil der Landoberfläche und im Vereine mit der vorwaltenden Gleichsinnigkeit der Abdachungen ein unterscheidendes Kennzeichen gegenüber dem Meeresboden. Dabei finden sich in der Regel auf benachbarten gleich großen Flächen nahezu dieselben Höhenunterschiede, deren Größe für die einzelnen Typen des unebenen Geländes bezeichnend ist. Ein Gelände mit geringerem mittlerem Höhenunterschiede (vergl. S. 92) als 200 m wird als Flachland bezeichnet, solches mit größerem Höhenunterschiede gilt als Bergland. In den Alpen übersteigen die mittleren Höhenunterschiede den Wert von 2500—3000 m nicht, und sie dürften im allgemeinen auch unter dieser Grenze bleiben. Die Höhenunterschiede halten sich auf dem Lande in weit engeren Grenzen als die absoluten Höhen.

Zwischen der Unebenheit des Landes und dessen Erhebung bestehen keine völlig durchgreifenden Regeln. Ist zwar Thatsache, daß das Gelände um so ebener ist, je geringer seine mittlere Erhebung ist, und muß die untere Stufe des Tieflandes von unter 200 m Höhe natürlich Flachland sein, so kommen doch auch Ebenen und Flachländer in großen absoluten Höhen vor, wie z. B. in Innerasien, wenn auch unverkennbar ist, daß Ebenen und Flachländer um so seltener und um so weniger ausgedehnt sind, je höher das Land ist, in welchem sie liegen.

Auch zwischen den Böschungsverhältnissen des Landes und dem Maße seiner Höhenunterschiede sind nicht strenge

Beziehungen vorhanden, wenn auch mit der Größe des Höhenunterschiedes auch die Steilheit der Böschungen, sowie die Zunahme des wahren Areales wächst.

Dies geht aus folgender Zusammenstellung neuerer Berechnungen des wahren Areales hervor.

Gegend	Höchster Punkt	Tiefster Punkt	Höhenunterschied	Wahres Areal größer als Projektionsfläche
	m	m	m	‰
Nordabfall der Scesaplana [1].	2962	990	1972	595
Beskiden [1]	1257	526	731	93
Kaiserstuhl [2]	559	200	359	16
Mittelungarisches Hügelland [1]	293	150	143	10

Dasselbe erhellt auch aus folgender Zusammenstellung älterer Untersuchungen, in welcher die mittlere relative Kammhöhe ungefähr den mittleren Höhenunterschied darstellt [3].

	Mittlere absolute Kammhöhe	Mittlere Sockelhöhe	Mittlere relative Kammhöhe	Mittlerer Böschungswinkel	Arealszunahme
	m	m	m		‰
Thüringer Wald .	741	493	248	5° 1′	4
Schwarzwald. . .	770	546	224	9 20	13
Rhätikon	2233	1057	1176	22 41	83
Lechthaler Alpen .	2393	1249	1144	26 00	113
Vorarlberger Alpen	1818	901	917	22 22	81
Oetzthaler Alpen .	3007	1619	1388	20 17	66
Stubaier Alpen . .	2797	1133	1664	23 42	92
Zillerthaler Alpen.	2675	1226	1449	26 13	115
Hohe Tauern . .	2725	1290	1435	25 31	108
Hochschwab . . .	1406	695	711	17 11	47

[1]) J. Brüch, Mitteil. d. k. k. militärgeogr. Instituts. VII.
[2]) L. Neumann, Der mittlere Böschungswinkel des Kaiserstuhlgebirges. P. M. 1890. S. 298.
[3]) Zusammengestellt von L. Neumann, Orometrie des Schwarzwaldes. Geograph. Abhandlungen. I. 2. 1886. S. (45) 233.

Aber auch diese Regel ist keineswegs ausnahmslos; man kann sich sehr wohl Gebiete mit kleinen Höhenunterschieden als von Flachlandcharakter und steilen Böschungen vorstellen; es gilt daher lediglich nur für eine Mehrzahl von Fällen, keineswegs für die Allgemeinheit, wenn das Tiefland als minder unebener und weniger steil geneigter, das Hochland als mehr unebener und steilerer Teil der Landoberfläche hingestellt wird.

Die Abdachungsverhältnisse des Landes werden durch den Lauf der Flüsse so ausdrucksvoll veranschaulicht, daß Buache im vorigen Jahrhundert eine rein hydrographische Einteilung der Erdoberfläche versuchen konnte, während J. A. de Luc den Charakter der allgemeinen Abdachung besonders hervorhob[1]). Auf die Gleichsinnigkeit der Abdachung als systematisches Merkmal wurde 1891 Gewicht gelegt[2]). Nähere Untersuchungen über den Abstand der Oberfläche der starren Kruste von der unteren Grenze des Luftmeeres, sowie über die geographische Verbreitung der Höhenunterschiede sind noch nicht angestellt worden. Für eine Klassifikation der Formen der Landesoberfläche ist von jeher der Grad der Unebenheit derselben verwendet worden.

2. Strukturelle Eigenschaften.

Die Landoberfläche ist zugleich die Oberfläche eines großen Teiles der Erdkruste; ihre Formen sind mehr oder weniger durch die Struktur der letzteren bedingt, so daß das volle Verständnis derselben erst durch eine Untersuchung ihrer Beziehung zum Krustenbau gewonnen wird.

Bekanntlich sind es zwei Hauptgruppen von Gesteinen, welche die Erdkruste aufbauen, nämlich Schichtgesteine und Massengesteine. Die ersteren bestehen aus einzelnen Lagen, die sich durch wechselnde Zusammensetzung, sowie vielfach durch Fugen an ihren Grenzen gegeneinander abheben, die letzteren haben in allen Richtungen gleiche Zusammensetzung. Die ersteren bekunden durch ihre Struktur eine successive Bildung, indem sich Schicht auf Schicht lagerte, wie die Niederschläge aus einer Flüssigkeit oder aus der Luft. Sie heißen demnach auch Sedimentär-

---

[1]) Lettres physiques et morales. Amsterdam 1779. XXII.
[2]) Penck, Die Formen der Landoberfläche. Verhdlgn. d. IX. Deutschen Geographentages. 1891. S. 28.

gesteine. Jedes Vorkommnis der Massengesteine hingegen trägt den Stempel gleichzeitiger Bildung des gesamten Gesteines, so etwa, wie sie beim Uebergange einer Masse aus dem flüssigen in den festen Zustand erfolgt. In der That sind die Massengesteine auch erstarrte Magmen.

Das Auftreten beider Gesteinstypen ist ein durchaus verschiedenes. Die Schichtgesteine lagern gleichförmig oder ungleichförmig übereinander. Bei gleichförmiger (konformer, konkordanter) Lagerung herrscht vollständiger Parallelismus beider Schichten, und die obere deckt die untere vollständig. Ungleichförmig, unkonform oder diskordant sind die Gesteine gelagert, deren Schichten nicht parallel sind; dabei geschieht es manchmal, daß die obere Schicht sich weit über den Verbreitungsbezirk der unteren erstreckt, sie befindet sich dann in übergreifender, transgredierender Lagerung. Manchmal aber ist die Verbreitung der oberen Schicht eine geringere als die der unteren, es ist dann die obere angelagert; oder endlich es stößt die untere inselförmig durch die obere hindurch, in welch letzterem Falle diese umlagernd auftritt. Den Massengesteinen ist die durchgreifende Lagerung eigentümlich. Sie unterbrechen den Zusammenhang der Schichtgesteine in schmalen Massen, Gänge genannt, oder erstrecken sich stockförmig zwischen denselben. Diese beiden Formen des Auftretens werden auch Intrusionen genannt. Ferner finden sich die Massengesteine in Form von Decken gleich- oder ungleichförmig zwischen die Schichtgesteine geschaltet. Diese Decken entsprechen den Lavaergüssen der heutigen Vulkane und stehen ursprünglich mit Gängen desselben Materials in Verbindung, welche aber meist verwischt oder unkenntlich geworden ist. Im Verein mit den heutigen Lavaströmen werden solche Decken als Effusiv- oder Ergußmassen bezeichnet.

Die Typen der Schichtgesteine sind äußerst einförmig: Kalkstein und Dolomit, Konglomerat und Sandstein, Thonschiefer, Schieferthon und Thon sind die stetig wiederkehrenden Glieder. Nur die ältesten Schichtgesteine, die krystallinischen Schiefer, Gneis, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer u. s. w. haben eine mannigfaltigere mineralogische Zusammensetzung und zeichnen sich vor den jüngeren durch den Mangel von Versteinerungen aus, weswegen sie auch azoische Gesteine heißen.

Nach ihrer Bildungszeit werden die Schichtgesteine in einzelne Abteilungen gebracht, welche den Hauptperioden der Erdgeschichte entsprechen. Diese sind:

I. Urzeit oder Archäische Aera.

II. Altertum oder Paläozoische Aera.

a) Kambrische Periode,
b) Silurperiode,
c) Devonperiode,

d) Karbonperiode,
e) Dyas- oder Permperiode.

III. Mittelalter oder Mesozoische Aera.

f) Triasperiode,
g) Juraperiode,
h) Kreideperiode.

IV. Neuzeit oder känozoische Aera.

i) Tertiärperiode,
k) Quartärperiode.

Eine jede der angeführten Perioden[1]) wird noch in eine Anzahl von Epochen zerlegt. Einer Aera entspricht eine Gesteinsgruppe, einer Periode ein System, einer Epoche eine Stufe. Der Name Formation wird gewöhnlich als synonym mit System oder Stufe gebraucht, sollte aber streng genommen nur zur Bezeichnung gleich entstandener Gebilde verwendet werden. Die angegebene geologische Chronologie, in welche jedes Gestein einzuordnen die Hauptaufgabe der Geologie ist, hat für die Morphologie der Erdoberfläche nur die Bedeutung einer Nomenklatur für die Altersverhältnisse benachbarter Gesteine; denn nicht deren Alter, sondern deren Beschaffenheit ist es, welche die Landoberfläche beeinflußt.

Die Massengesteine bieten petrographisch ein viel mannigfaltigeres Bild als die Schichtgesteine. Nicht nur beteiligt sich an ihrer Zusammensetzung eine namhaftere Summe von Mineralien, sondern auch ihre Struktur ist eine wechselvollere. Wie in den einzelnen geologischen Perioden dieselben Typen von Schichtgesteinen zur Ablagerung kamen, so erfolgte während einer jeden derselben auch die Effusion oder Intrusion derselben Typen von Massengesteinen, und eine Einteilung der letzteren nach ihrem Alter ist heute nicht mehr durchführbar. Dagegen erweist sich mehr und mehr das Vorhandensein einer Abhängigkeit der strukturellen Beschaffenheit von dem Auftreten des Gesteins. Es lassen sich die Tiefengesteine, die in großen Stöcken als Intrusivformen entgegentreten, von den Ganggesteinen, und von den Erguß- oder Effusivgesteinen sondern[2]), wobei als Regel zu gelten hat, daß ein Gestein um so körniger ausgebildet ist, in je größeren Tiefen es erstarrte. Diese Regel ist für die Morphologie der Erdoberfläche äußerst wichtig, weil sie erkennen läßt, daß namhafte Teile der gegenwärtigen Erdkruste sich einst in großen Tiefen befunden haben.

---

[1]) Diese Nomenklatur entspricht der vom 2. internationalen Geologenkongresse zu Bologna angenommenen; vergl. Résolutions votées par le congrès géologique international.

[2]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. II. 2. Aufl. 1887.

Die wichtigeren Tiefengesteine sind:
Granit, Syenit, Diorit, Gabbro, Diabas.
Als Ganggesteine sind zu nennen:
Granitporphyr, Syenitporphyr, Dioritporphyrit.
Ergußgesteine sind:
Porphyr und Trachyt, Melaphyr und Basalt.
Die beiden erstgenannten jeder Gruppe sind kieselsäurereichere, leichtere, die übrigen an Kieselsäure ärmere, schwerere Gesteine.

Die ursprüngliche Lage der Schichtgesteine ist mit wenigen Ausnahmen die horizontale oder schwach geneigte. Sie tritt verhältnismäßig nur selten auf der Landoberfläche auf, hier haben vielmehr die meisten Schichtgesteine zur Horizontalebene eine deutliche Neigung, welche als ihr Fallen bezeichnet wird. Sie sind nach ihrer Ablagerung disloziert worden[1]. Nach der Art der Dislokation lassen sich verschiedene Strukturtypen des aus Schichtgesteinen aufgebauten Landes unterscheiden, nämlich

1. Die Schicht lagert vollkommen ungestört, meist horizontal oder schwach geneigt; dies ist nur bei Schichten der Fall, die sich noch am Orte ihrer Entstehung befinden, also mit Schichten kontinentalen Ursprungs ziemlich jugendlicher Entstehung. Das ist das Neuland.

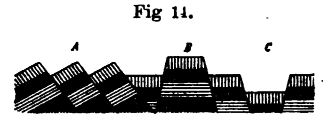
2. Die Schicht lagert nahezu ungestört und weist nur unbedeutende, flache Wellungen auf, sie ist flach verbogen so wie etwa Bretter, die sich geworfen haben. Das ist das Verbiegungsland. Die flachen Schichtwölbungen vom Charakter der Hohlebenen werden auch Geosynklinalen, die flachen Schichtmulden Geoantiklinalen genannt.

3. Der Zusammenhang der Schicht ist gelöst und sie selbst in einzelne Schollen zerteilt, welche schwebend oder mehr oder weniger steil gestellt sind. Die Fuge, längs welcher der Zusammenhang der Schicht aufgehoben ist, heißt Verwerfung und daher das Land verworfen; nach seiner Zerlegung in einzelne Schollen wird es auch Schollenland genannt. Fallen die Schollen vorzugsweise in

[1]) Eine systematische Zusammenstellung von Dislokationen gaben Heim und Margerie, Les dislocations de l'écorce terrestre. Zürich 1888.

gleicher Richtung, so hat man eine Monoklinalschollenstruktur (Fig. 14 A). Lagern sie horizontal, so erscheinen die einen in Bezug auf die übrigen gehoben, diese Partieen nennt man Horste (Fig. 14 B), während die anderen in Beziehung auf ihre Umgebung gesenkt sind, das sind die Senkungsfelder (Fig. 14 C). Sind die letzteren langgedehnt, so heißen sie Gräben, sind sie kreisförmig, so nennt man sie Kesselbrüche. Bei allen diesen Strukturformen gilt als Regel, daß die normale Schichtfolge gewahrt bleibt und jüngere Schichten

Fig 14.



Schollenstruktur.
A Monoklinalschollenstruktur. *B* Horst. *C* Senkungsfeld.

nicht unter ältere zu liegen kommen. Die Verwerfungen sind in der Regel nicht mit Ueberschiebungen verbunden.

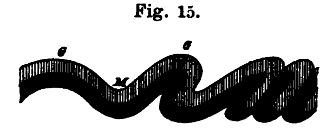
4. Der Zusammenhang der Schicht ist im allgemeinen erhalten, nur hie und da zerrissen, die Schicht ist in Falten gelegt, was für das Faltenland charakteristisch ist. Jede Falte besteht (Fig. 15) aus einem Gewölbe *G* (Sattel, Antiklinale) und einer Mulde *M* (Synklinale), beide Teile sind durch einen Mittelschenkel verbunden; an die Mulde lehnt sich der Muldenschenkel, an das Gewölbe der Gewölbschenkel. Die Falte kann stehend oder liegend sein. Im ersteren Falle wechseln im Faltungslande entgegengesetzte Fallrichtungen regelmäßig miteinander ab, im letzteren herrscht, wenn die Falten in einer Richtung überhängen, eine bestimmte Fallrichtung vor (Monoklinalfaltenland). In Gebieten sehr intensiver Faltung ist der Zusammenhang zwischen Mulden und Sätteln aufgehoben, der Mittelschenkel ist zerrissen, schuppenförmig lagern Mulden- und Gewölbschenkel übereinander; das ist die Schuppenstruktur, welche gleich-

falls eine vorherrschende Fallrichtung aufweist (Monoklinalschuppenland).

Die Massengesteine bilden im wesentlichen zwei verschiedene Strukturformen der Erdkruste, je nachdem sie oberflächlich zum Erguß kamen oder innerhalb der Kruste sich ausbreiteten. Man hat daher zu den genannten vier Strukturtypen der Schichtgesteine folgende zwei der Massengesteine zu gesellen:

5. Das Ergußland, aufgebaut von effusiven Laven, welche decken- oder stromförmig gelagert sind, unter-

Fig. 15.



Faltenstruktur.
Stehende, liegende Falte; Schuppenstruktur.

brochen von echten Schichtgesteinen oder geschichteten Gesteinen, die aus zerstäubten vulkanischen Massen zusammengesetzt werden (vulkanische Tuffe). Hie und da sind solche zusammengesetzten Komplexe disloziert worden; dann sind sie unter die oben erwähnten Typen der Schichtgesteine einzuordnen. Lagern sie ungestört, so nennt man das von ihnen aufgebaute Land vulkanisches Land.

6. Das Intrusivland, aufgebaut von intrusiven Massen, welche sich entweder als schmale Gänge mitten in Schichtgesteine drängen (Gangland), oder in denselben mächtige Stöcke bilden. Das ist das Stockland, das früher meist als plutonisches Land bezeichnet wurde.

Die hier unterschiedenen sechs Strukturtypen sind selbstverständlich durch zahlreiche Uebergänge verbunden. Sind die Schichtwellungen des Verbiegungslandes sehr unbedeutend, so nähert sich dasselbe dem ungestörten Neulande; treten an Stelle der Verbiegungen zahlreiche kleine Verwerfungen, so hat man ein Schollenland. Vielfach zeigt sich, daß Verwerfungen von Schleppungen begleitet sind, d. h. die verworfenen Schichten sind an der Grenze gegen die Verwerfung etwas einander zugebogen, und

im Verlaufe derartiger Verwerfungen bemerkt man nicht selten, daß sich die einander zugebogenen Schichten mehr und mehr nähern und schließlich miteinander verwachsen, so daß die gegeneinander verworfenen meist horizontal gelagerten Schichten durch eine steil geneigte, gelegentlich sogar senkrecht stehende Partie verbunden sind. Das ist eine Flexur[1]). Solche Flexuren sind von sehr weiter Verbreitung. Wie ferner das vulkanische Land mit dem Schichtlande verbunden ist, ist bereits angedeutet. Erguß- und Intrusivland hängen in der Regel miteinander zusammen.

Trotz mancher Uebergänge lassen sich die genannten Typen in der Regel in voller Reinheit nachweisen. Namentlich gilt dies von den verschiedenen Schichtländern, welche verschiedene Umformungen der Erdkruste nicht bloß in der Vertikalen, sondern auch in der Horizontalen anzeigen. Das Neuland ist bezeichnend für eine Ruhelage der Landoberfläche und charakterisiert Gebiete, die weder in der Horizontalen, noch in der Vertikalen Verschiebungen erfahren haben. Geringfügige Störungen hat das Verbiegungsland erlitten, namhaftere das Schollen- und Faltenland, und zwar bewirken dieselben im Schollenlande, sobald immer nur jüngere Gesteine auf älteren lagern, eine Ausdehnung der Schichten auf einen größeren Raum, als ihrer ursprünglichen Verbreitung entspricht, im Faltenlande eine Zusammenpressung auf kleineren Raum reduziert, wie dies aus den vorstehenden Skizzen (Fig. 14 und 15) erhellt. Lediglich in jenen Schollenländern, in welchen sich mit den Verwerfungen Aufschiebungen verbinden, findet ein Zusammendrängen der Schichten auf einen kleineren Raum statt. Manche Schollenländer können als Zerrungs- oder Expansions-, alle Faltenländer als Pressungs- oder Kontraktionsgebiete gelten. Auch die Intrusivländer sind Expansionsgebiete.

[1]) K. v. Fritsch, Allgemeine Geologie. Stuttgart 1888. S. VII, hält noch nicht für gesichert, daß Flexuren in großem Maßstabe vorkommen, und führt (S. 482) E. Sueß als Urheber des Namens an. Seitdem William Hopkins 1845 im südlichen England lines of flexure (On the Geological Structure of the Wealden District. Transact. geolog. Soc. London (2). VII. pt. I. p. 4) nachgewiesen hat, sind solche in weiter Verbreitung konstatiert worden und zwar namentlich auf dem Coloradoplateau durch Powell (Report on the Geology of the Uintah-Mountains. 1876. p. 12).

Keinem der genannten sechs Strukturtypen der Erdkruste kommt ausschließlich eine bestimmte Oberflächengestalt zu. Bei weitem in den meisten Fällen liegen die einzelnen Schichten und Massengesteine nicht in ihrer ursprünglichen Ausdehnung vor, es fehlen mehr oder weniger umfangreiche Partieen derselben. Denkt man sich letztere ergänzt, so erhält man die geologische Oberfläche des Landes. Diese fällt auf dem bei weitem überwiegenden Teile des Landes nicht mit der wirklichen Oberfläche zusammen, sondern verläuft weit höher als letztere, es herrscht eine Diskordanz zwischen geologischer und topographischer Oberfläche. Selten sind die Gebiete, in welchen eine Konkordanz beider Oberflächen stattfindet, wo also die Landoberfläche mit einer Schichtoberfläche oder Oberfläche eines Massengesteines zusammenfällt. Es ergeben sich darnach in Bezug auf die Struktur der Erdkruste zwei grundverschiedene Typen der Landoberfläche, nämlich

1. die ausgearbeiteten Formen oder Skulpturformen, bei welchen die topographische Oberfläche tiefer liegt, als die geologische, bei welchen die Erdkruste aufgebaut wird von Rudimenten ursprünglich ausgedehnterer Schichten oder Massengesteine; ihre Oberfläche entstand bei Zerstörung der Kruste.

2. Die eingelagerten und aufgesetzten Formen, deren Oberfläche mit der geologischen Oberfläche des Landes zusammenfällt und durch das Wachstum der Kruste entstand. Diese Formen gehören stets zum Neuland, welches seinerseits aber auch mit ausgearbeiteten Formen auftreten kann.

Dazu gesellen sich

3. die aufgebauten oder tektonischen Formen oder Strukturformen, welche sich unmittelbar an die Struktur der Erdkruste anlehnen und durch dieselbe bedingt sind.

Die eben aufgezählten drei Klassen umfassen alle Formen der Landoberfläche. Die große Mannigfaltigkeit derselben ist nun dadurch bedingt, daß die ausgearbeiteten Formen sich an nicht weniger als sechs verschiedene Strukturtypen der Kruste knüpfen, wobei diese in mehr

oder weniger umfangreicher Weise noch zur Geltung kommen, während die eingelagerten und aufgesetzten Formen je nach dem Agens, welches ihre Bildung herbeiführte, verschiedene Gestalten annehmen. Die aufgebauten Formen endlich kommen zwar nur selten rein zur Geltung, aber auch ihnen wohnt vermöge der großen Mannigfaltigkeit in der Struktur der Erdkruste eine außerordentliche Vielgestaltigkeit inne.

Das Verhältnis zwischen den Formen und der Struktur der Erdkruste ist sehr spät erst in den Kreis der Untersuchungen gezogen worden. Wohl den ersten einschlägigen Versuch unternahm J. P. Lesley. Derselbe begründete die Topographie als Wissenschaft[1]) und unterschied zwei Haupttypen der Landoberfläche[2]): Strukturtopographie, wenn die großen Züge der Landoberfläche konform den großen darunter befindlichen Schichtflächen verlaufen, und Antistrukturtopographie, bei welcher diese Hauptelemente gegeneinanderlaufen. Seither haben namentlich amerikanische Forscher in der angedeuteten Richtung weiter gearbeitet. J. W. Powell[3]) stellte zahlreiche Typen orographischer Struktur auf, indem er die einzelnen Formen, welche die Strukturtypen der Erdkruste auf dem Lande aufweisen, systematisch entwickelte. F. v. Richthofen[4]) hat sodann eine umfangreichere Schilderung der Hauptformen der Bodenplastik nach ihrer Struktur gegeben. De la Noë und E. de Margerie[5]) führten den Vergleich der topographischen und geologischen Oberfläche durch, welch letztere sie Strukturoberfläche nannten.

Beispiele der drei unterschiedenen Hauptformengruppen sind längst bekannt. Die ausgearbeiteten Formen sind gewöhnlich als Erosionsformen geschildert worden; die Bezeichnung Landskulptur ist G. K. Gilbert[6]) zu danken. Die aufgesetzten Formen fielen schon Pallas[7]) auf, er nannte sie Gebirge dritter Ordnung. Die aufgebauten oder tektonischen Formen sind vielfach bereits beschrieben. Ihre geographische Verbreitung über die gesamte

---

[1]) Manual of Coal. Philadelphia 1856. S. 121.
[2]) Ebenda S. 181.
[3]) Rep. on the Geology of the Uintah-Mountains. Washington 1876. p. 9.
[4]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 631.
[5]) Les formes du terrain. Paris 1889. p. 6.
[6]) Report of the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. p. 99.
[7]) Betrachtungen über die Beschaffenheit der Gebirge. Petersburg. (1778) S. 40.

Erdoberfläche schildert E. Sueß[1]). Die systematische Bedeutung der drei genetischen Hauptformengruppen wurde 1891 hervorgehoben[2]).

3. Entstehung.

Die Landoberfläche ist das Ergebnis der Entwickelungsgeschichte des Landes, nämlich aller Vorgänge, welche auf demselben gewirkt haben. Diese Vorgänge sind zweierlei Art. Die einen bestehen in einer Veränderung, welche die Materialien der Kruste erfahren, und einer Ortsveränderung einzelner kleiner und kleinster Teilchen derselben. Das ist die Gesteinsumwandlung sowie Massenbewegung und Massentransport. Die anderen Vorgänge bewirken die Verschiebung ausgedehnter zusammenhängender Krustenpartieen. Das sind die Krustenbewegungen. Hand in Hand mit den letzteren und wahrscheinlich in ursächlicher Beziehung zu denselben erfolgen die Bewegungen flüssiger aus namhaften Tiefen stammender Gesteinsmassen, welche Bewegungen in ihrer Gesamtheit als Magmabewegungen bezeichnet werden. Die beiden ersten Gruppen von Vorgängen sind exogener Art, die beiden letzteren endogener Natur, alle vier wirken unablässig teils mit-, teils gegeneinander, und ihr Wechselspiel erzeugt die Landoberfläche. Das Verständnis derselben setzt daher die genaue Kenntnis aller dieser Vorgänge voraus.

Die exogenen Vorgänge auf der Landoberfläche spielen sich unter den Augen von Beobachtern ab; Ursache und Wirkung sind ohne weiteres verständlich; man ist daher sowohl über den Umfang, als auch über die geographische Verbreitung der meisten einschlägigen Erscheinungen gut unterrichtet. Es handelt sich dabei um Veränderungen, welche die Gesteine der Erdkruste unter dem Einflusse meteorologischer Verhältnisse und der Atmosphärilien zunächst rein oberflächlich, dann aber

[1]) Das Antlitz der Erde. Wien. I. 1885. II. 1888.

[2]) Penck, Die Formen der Landoberfläche. Verhdlgn. d. IX. Deutschen Geographentages 1891. S. 28.

auch bis zu einer gewissen Tiefe hinab erfahren. Die rein oberflächlichen Veränderungen sind unter dem Namen Verwitterung bekannt, die in größerer Tiefe spielenden werden Gesteinsumwandlung genannt. Die gelockerten und gelösten Gesteinspartikel wandern, und zwar entweder selbständig unter dem Einflusse der Schwere oder anderer Kräfte, das sind die einfachen Massenbewegungen, oder sie werden von irgend einem Transportmittel erfaßt; das sind die Massentransporte, welche durch Bewegungen der Luft, des Wassers und Eises hervorgerufen werden. Mit diesen exogenen Vorgängen beschäftigen sich die nächsten Kapitel eingehender.

Kapitel II.

Verwitterung und Gesteinsumbildung.

In ihrer gesamten Ausdehnung dem Einflusse der Witterung ausgesetzt, erfährt die Landoberfläche physikalische oder chemische Veränderungen, und dementsprechend werden mechanische (physikalische) und chemische Verwitterung unterschieden.

Die mechanische Verwitterung besteht in einer oberflächlichen Lockerung des Gesteinsgefüges und Auflösung des Gesteines in einzelne Trümmer, wobei sich substanziell keine Veränderungen ergeben. Bewirkt wird die mechanische Verwitterung im wesentlichen durch Temperaturschwankungen ohne oder mit Unterstützung des Wassers. Erwärmt von der Sonne, dehnen sich die festen Gesteine aus, und durch Ausstrahlung sich abkühlend, ziehen sie sich wiederum zusammen. Dabei aber vermag sich ihre Erstreckung, welche sie auf der Erdoberfläche besitzen, nicht zu ändern. Es muß daher innerhalb einer jeden Gesteinsablagerung ein gewisser Spielraum bestehen, ähnlich den Fugen zwischen den Schienen der Eisenbahn, welcher bei größter Ausdehnung

des Gesteins geschlossen ist, der aber bei Kontraktion in Form zahlloser Sprünge sich öffnet.

Untersuchungen über die Ausdehnungskoeffizienten der Gesteine stellten Bartlett[1]), Adie[2]) und Mellard Reade[3]) an. Die Ergebnisse des letzteren lauten:

	Linearer Ausdehnungskoeffizient für 1° C. in Milliontelsten		
	Minimum	Mittel	Maximum
Sandstein . .	9,0	10,2	13,7
Marmor . .	7,7	9,3	10,6
Schiefer . .	7,4	9,5	11,3
Granit . . .	7,2	9,0	10,4

Sei nun t der maximale Temperaturunterschied an der Erdoberfläche einer Gegend, ferner α der lineare Ausdehnungskoeffizient, so ergibt sich als nötiger Spielraum für die Ausdehnung einer Flächeneinheit der Wert

$$2\alpha t + \alpha^2 t^2$$

in welchem das letzte Glied in der Regel zu vernachlässigen ist. Nach obigen Werten von α ergibt sich für einen Temperaturunterschied von 70° darnach als ungefährer Spielraum für die Ausdehnung eines Quadratmeters ein Areal von 1400 mm².

Die Landoberfläche ist den größten Temperaturschwankungen ausgesetzt. Es erhitzt sich der Boden namentlich mehr als die darüber befindliche Luft; aber nach der Tiefe tönt sich die Temperaturschwankung um so rascher ab, je geringer die Leitungsfähigkeit des Gesteins für Wärme ist. Die täglichen Temperaturschwankungen machen sich nur in der obersten 0,3—0,5 m mächtigen Schicht geltend, und die jährlichen sind gleichfalls auf eine dünne Schicht beschränkt. In einer bestimmten Tiefe, welche in ein und derselben Gegend mit dem Gesteinscharakter wechselt, sonst aber mit dem Betrage der Jahresextreme wächst, trifft man eine invariable Temperatur, und hier braucht das Gestein keinen Spielraum mehr, um der wechselnden Temperatur folgen zu können. So weit als sich in der Tiefe Temperaturschwankungen geltend machen, so weit muß sich das Gefüge des Bodens lockern,

[1]) Am. Journ. (1). XXII. p. 136.
[2]) Trans. R. Soc. Edinb. XIII. p. 366.
[3]) Origin of Mountain Ranges. 1886. p. 109.

und zwar um so mehr, je näher man sich der Bodenoberfläche befindet. Diese Lockerung wird begünstigt durch zahllose Sprünge oder Flächen geringsten Zusammenhanges, welche selten einem Gesteine fehlen: Dieselben reißen unter dem Einflusse der Temperaturschwankungen auf und zerlegen das Gestein in einzelne polyedrisch gestaltete Brocken, die an der Oberfläche unter dem Einflusse der größten Temperaturschwankungen am kleinsten sind.

Mit einer Klassifikation der Gesteinssprünge hat sich namentlich Daubrée beschäftigt. Derselbe unterscheidet[1]:

Leptoklasen (Haarsprünge), nämlich Sprünge innerhalb eines Gesteinskörpers, entstanden durch
Zusammenziehung : Synklasen
Zertrümmerung : Piesoklasen.

Diaklasen (Lose oder Lase), Sprünge, welche den ganzen Gesteinskörper durchsetzen, ohne daß Verschiebungen eintreten.
Paraklasen : Verwerfungssprünge
Diastromen: Schichtfugen.

In Gesteinen, die keine derartigen Sprünge besitzen, reißen die Klüfte zunächst senkrecht zur Oberfläche auf, so daß diese in einzelne Polygone zerlegt wird; in jedem einzelnen Polygone wiederum entwickeln sich wiederum Klüfte parallel zur Oberfläche, durch welche sich die verschiedenen Ausdehnungen unterworfenen Lagen trennen. Es entsteht eine Ablösung von einzelnen Schalen, Abschuppung oder schalenförmige Verwitterung, auch Desquamation genannt.

Dieselbe ist besonders charakteristisch für homogene Gesteine. Polygone Gesteine sowie Aggregate verschiedener Minerale zerfallen in ihre Elemente, wenn sie lange dem Temperaturwechsel ausgesetzt sind; denn ihre Be-

[1]) Essai d'une classification des cassures de divers ordres que présente l'écorce terrestre. Bull. Soc. géolog. (3) X. p. 136. 1881/82. — Géologie expérimentale. I. p. 330. — Études expérimentales pour expliquer les déformations et les cassures qu'a subies l'écorce terrestre. Ann. Club alp. franç. IX. 1882. p. 513. — Die verschiedenen Arten von Spaltbenennungen stellte E. de Margerie zusammen. (E. de Margerie und Heim, Les Dislocations. p. 128.)

standteile erwärmen sich infolge ihrer verschiedenen spezifischen Wärme verschieden rasch und dehnen sich überdies wegen der Verschiedenheit ihrer Ausdehnungskoeffizienten verschieden stark aus, so daß eine Lockerung des Gefüges an den Grenzen aller einzelnen Bestandteile eintritt, was eine Grusbildung zur Folge hat.

Von den Gesteinsfugen, welche notwendigerweise infolge des Wechsels der Erwärmung aufreißen, sind jene Risse in lockerem Erdreiche streng zu trennen, das sich in feuchten Jahreszeiten voll Wasser saugt, und bei Trockenheit dasselbe wieder verliert. Die dabei aufklaffenden breiten Fugen sind die Suncracks amerikanischer Geologen; dieselben finden sich namentlich auf periodisch inundiertem Lehmboden und erhalten hier temporär morphologische Bedeutung.

Die Intensität der thermalen Gesteinsverwitterung ist im einzelnen Falle abhängig von der Beschaffenheit des Gesteins, nämlich dessen Ausdehnungskoeffizienten und Wärmeleitungsvermögen, das für eine Reihe von Gesteinen von Gabriele Stadler[1]) bestimmt worden ist. Regional aber ist sie in erster Linie ein Werk der Temperaturschwankungen. Exeessive Temperaturen sowie große, die Ausstrahlung begünstigende Reinheit des Himmels, also namentlich die Kontinentalklimate begünstigen besonders die Entwickelung der offenen Gesteinsfugen und oberflächlichen Gesteinszertrümmerung. Das Innere der Festländer, vor allem die Wüsten sind der Hauptschauplatz einfach mechanischer Gesteinszertrümmerung. Der Erdboden ist hier vielfach überstreut mit Gesteinsscherben, die durch Zerbersten von Geröllen entstanden; Gesteinstrümmer sind weit verbreitet, häufig tritt schalenförmige Verwitterung entgegen, Sandmassen entwickeln sich aus den Sandsteinen, sowie aus quarzführenden krystallinischen Massengesteinen.

Die mechanische Verwitterung wird ungemein unterstützt durch das Wasser; dringt letzteres in Gesteinsfugen ein und gefriert hier, so sprengt es das Gestein

[1]) Bestimmung des absoluten Wärmeleitungsvermögens einiger Gesteine. Inaug.-Dissert. Zürich. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. Zürich 1889. Heft 1.

auseinander. Dadurch werden nicht bloß große Massen längs ihrer Fugen zertrümmert, sondern namentlich werden von der Oberfläche der Gesteine feine staubartige Partikel in beträchtlicher Menge losgelöst[1]). Gebiete, deren Temperaturen unter Null herabsinken, begünstigen daher ungemein die Gesteinszertrümmerung und Staubbildung. Beide erfolgen oberflächlich um so rascher, je öfter Wasser zum Gefrieren kommt, und um so tiefgreifender, je intensiver der Frost ist.

A. Rodler hat dem ersteren Punkte Aufmerksamkeit geschenkt und die Häufigkeit der Temperaturschwankungen um den Frostpunkt in der Schweiz[2]) untersucht. Er hat gefunden, daß in den Schweizer Hochalpen in 1450 m Höhe, in den Voralpen in 1200 m Höhe die meisten einzelnen Fröste eintreten, und in diesen Höhen dürfte daher ein Maximum der oberflächlichen mechanischen Verwitterung zu erwarten sein. Das Maximum der tiefgründigen Gesteinsauflösung durch Frost liegt dagegen in den Gebieten strengster Winterkälte. Die nahe der Schneegrenze gelegenen Hochgebirgs- und Polarregionen sind daher die Hauptgebiete zusammengesetzter mechanischer Gesteinsauflösung, und in der That sieht man in den Hochgebirgsregionen oft den Fels gelockert, manche Grate scheinen hier nur aus einem Haufwerke von Blöcken zu bestehen, wie z. B. in der Gegend des Sonnblick in den Hohen Tauern. Ebenso verhält es sich auf großen Flächen in den Polarregionen[3]).

An exponierten Punkten wird die mechanische Verwitterung gelegentlich auch durch den Blitzschlag gefördert, welcher vom festen Felsen einzelne Splitter lossprengt und das Gestein am Orte des Einschlagens zum Schmelzen bringt. Einen gewissen Einfluß auf die mechanische Gesteinszertrümmerung nimmt auch die Vegetation. Wurzeln drängen sich in Klüfte und zersprengen längs derselben den Felsen, jedoch geht dies gewöhnlich Hand in Hand mit der chemischen Verwitterung.

---

[1]) Vergl. Blümcke, Ueber die Bestimmung der Frostbeständigkeit von Materialien. Zentralblatt für Bauverwaltung 1885. Technische Mitteilungen für Malerei. IV. S. 49.

[2]) Die vertikale Verteilung der Temperaturschwankungen um den Frostpunkt in der Schweiz. Zeitschr. f. Meteor. XX. 1885. S. 4.

[3]) E. v. Drygalski, Grönlands Gletscher und Inlandeis. Z. G. f. E. 1892. S. 1.

Vermag das Wasser an sich schon manche Gesteine zu lösen und zu verändern, so zersetzt es mit geringen Mengen Kohlensäure beladen die meisten Gesteine. Diese Vorgänge spielen sich in sehr verschiedener Weise ab je nach der Natur des Gesteins, bald wird dessen ganze Masse zugleich angegriffen, bald nur einzelne Bestandteile desselben, oder endlich konzentriert sich die Verwitterung auf einzelne Strecken, längs derer das Wasser in die Tiefe sickert. Es ist hier nicht der Ort, allen diesen Prozessen im einzelnen zu folgen, um deren Feststellung sich G. Bischof[1]) ein großes bleibendes Verdienst erworben hat, und welche von Ferdinand Senft[2]) in übersichtlicher Weise dargestellt worden sind; nur das Wesentlichste möge angeführt werden.

Die krystallinischen Massen- und Schiefergesteine sind mit Ausnahme des körnigen Kalkes und des Quarzites Silikate, und als solche zwar unlöslich, aber verwitterbar. Sie erfahren[3]) unter dem Einflusse des kohlensäurehaltigen Wassers eine mehr oder weniger bedeutende Auslaugung, und es hinterbleibt ein verschieden gearteter Zersetzungsrückstand. In demselben findet sich unverändert der Quarz aller quarzführenden Gesteine, der Granite, Gneise, Glimmerschiefer, Quarzporphyre, Quarztrachyte etc., welcher unverwitterbar ist und alle Zersetzungsprozesse als Quarzsand überdauert. Die vornehmlich feldspathaltigen Gesteine, wie manche Granite, Syenite, Porphyre und Trachyte, werden kaolinisiert, sie verlieren ihre Alkalien und alkalischen Erden, und es bleibt ein wasserhaltiges Thonerdesilikat, das Kaolin, verunreinigt in der Regel durch den Zersetzungsrückstand der anderen Mineralien. Die durch die Mineralien der Hornblende- und Augitreihe, durch Glimmer und Magneteisen ausgezeichneten Gesteine, wie die Diorite, Diabase, Melaphyre, Basalte und Hornblendeschiefer, verlieren gleichfalls ihre Alkalien und alkalischen Erden, aber ihr Verwitterungslehm ist durch hohen Eisengehalt ausgezeichnet und rot bis braunrot. Jene Gesteine, welche reich an Magnesiumsilikaten sind, nehmen im wesentlichen Wasser auf und gehen in fast unzersetzbare wasserhaltige Magnesiumsilikate, Serpentine, über. Bei dieser Serpentinisierung bleibt das feste Gesteinsgefüge

---

[1]) Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 1. Aufl. Bonn 1847.

[2]) Lehrbuch der Gesteins- und Bodenkunde. (2. Aufl. von des Verf. Steinschutt und Erdboden.) Berlin 1877.

[3]) Vergl. Thom. Sterry Hunt, The Decay of Crystalline Rocks. Mineral Physiology and Physiography. Boston 1886. p. 246.

gewahrt, während es sonst bei der Verwitterung verloren geht. Quarzit und körniger Kalk verhalten sich wie die chemisch gleich zusammengesetzten klastischen Schichtgesteine. Letztere sind im allgemeinen teils chemisch unverwitterbar, teils löslich. Im ersteren Falle stellen sie sich als die umgelagerten Auslaugungsrückstände krystallinischer Gesteine dar, im letzteren sind sie die wieder zur Ablagerung gelangten löslichen Bestandteile verwitterter krystallinischer Gesteine. Verhältnismäßig selten sind chemisch verwitterbare jüngere Schichtgesteine; dieselben sind gewöhnlich aus mechanischer Zertrümmerung älterer Gesteine hervorgegangen.

Alle Quarzsandsteine mit quarzigem Bindemittel, alle Quarzsande und Quarzgerölle sind unverwitterbar. Quarzsandsteine mit kalkigem Bindemittel können letzteres verlieren und zerfallen in Sand. Alle Thongesteine, Schieferthone und Thonschiefer, sofern sie nicht kalkige Beimengungen haben, ferner die verschiedenen durch Gehalt an Eisenoxydhydrat ausgezeichneten Lehme sind gleichfalls unverwitterbar. Sie zeichnen sich insgesamt durch die Fähigkeit aus, sehr beträchtliche Mengen hygroskopischen Wassers aufzunehmen, dann aber für Wasser undurchdringlich zu werden. Anders die Kalksteine, welche nicht nur in reinem, sondern namentlich in kohlensäurereichem Wasser leicht lösbar sind. Sie können gänzlich ohne Zurücklassung eines Rückstandes entfernt werden. Meist aber hinterbleibt doch ein solcher, welcher von einzelnen Verunreinigungen herrührt. Gips und Steinsalz sind ungemein leicht und — abgesehen von fremden Beimengungen — ebenfalls rückstandslos lösbar. Verwitterbar sind nur die polygenen Sandsteine und Konglomerate, welche sich als Produkte mechanischer Zertrümmerung älterer verwitterbarer Gesteine erweisen, ebenso die vulkanischen Tuffe, welche durch Anhäufung der Zerstäubungsprodukte von Laven entstanden sind.

Da in allen Gesteinen ein wenn auch geringer Eisengehalt vorhanden ist, welcher in der Regel in den Verwitterungsrückständen zurückbleibt, so erhalten die letzteren in der Regel eine rostbraune bis rote Farbe. Bemerkenswerterweise kommt die letztere in niederen Breiten häufiger vor als in den höheren, in den ersteren herrscht der Laterit als Verwitterungsboden, in den letzteren rotbrauner Lehm, ohne daß es jedoch irgendwo zu einer scharfen Abgrenzung kommt. Nach W. O. Crosby[1]) ist die rote Farbe des Verwitterungslehmes niederer Breiten einer enthydratisierenden Wirkung der Sonnenwärme zuzuschreiben.

Die chemische Verwitterung knüpft sich an das Vorhandensein des Wassers. Regenreiche Gebiete werden daher durch sie besonders ausgezeichnet sein. Wie das Innere der Festländer mit seinem trockenen Kontinental-

---

[1]) Colors of Soils. Proc. Boston Soc. Nat. History. XXIII. 1875. p. 219.

klima der Hauptschauplatz der mechanischen Verwitterung ist, so sind die regenreichen Küstenregionen das vornehmlichste Gebiet der chemischen Auslaugung und Lösung der Gesteine, und zwar sind die regenreichen niederen Breiten in dieser Hinsicht vor den höheren niederschlagsärmeren ausgezeichnet, da die hier herrschende Wärme auch die chemische Wirksamkeit des Wassers gleich dessen Lösungsfähigkeit steigern dürfte. Dementsprechend nimmt auch die Mächtigkeit des Verwitterungsbodens, wie J. C. Russell[1]) lehrte, im großen Appalachischen Thale südwärts zu, und in Brasilien erreichen die verwitterten Karbonschichten eine Mächtigkeit von 120 m[2]). Die lösende Wirkung des Wassers wird wesentlich unterstützt durch einen Gehalt an Säuren. Landstriche unter einer besonders kohlensäurereichen Luft verwittern stärker als andere Gebiete; Gegenden, in welchen sich Humussäure den Sickerwässern beigesellt, also Waldgebiete, verwittern gleichfalls stärker als andere.

Zeigen sich namhafte Gegensätze in der geographischen Entfaltung der mechanischen und chemischen Verwitterung, so treten noch beträchtlichere in Bezug auf ihre örtliche Entwickelung entgegen. Die mechanische Verwitterung wirkt lediglich oberflächlich und ihr Einfluß reicht nur bis zum Niveau der invariabeln Temperatur. Werden dann ihre Produkte nicht entfernt, so schützen dieselben den unterliegenden Felsen vor weiteren Angriffen, und ein Fortschreiten der mechanischen Verwitterung nach der Tiefe ist nur möglich, wenn die Verwitterungsprodukte stetig entfernt werden. Anders die chemische Verwitterung. Sie folgt den in den Boden eindringenden Tageswässern selbst bis unter das Meeresniveau, je nach der Durchlässigkeit der Gesteine. In Bezug auf letztere lassen sich undurchlässige und durchlässige Gesteine unterscheiden. Die ersteren werden fast ausschließlich durch Thone, Lehme und verwandte Ge-

---

[1]) Subaërial Decay of Rocks and Origin of the red Colour of certain Formations. Bull. U. S. Geol. Survey Nr. 52. 1889. p. 26.

[2]) Orville A. Derby, Note on the Decay of Rocks in Brazil. Am. Journ. (3). XXVII. 1884. p. 138.

steine repräsentiert, die letzteren durch alle übrigen. Vollkommen durchlässig sind nur sehr wenige Gesteine von großer Porosität, wie sie nur Geröll- und Sandablagerungen, lose verkittete Konglomerate und Sandsteine besitzen. Aber die meisten Gesteine ersetzen durch ihre Klüftigkeit die gering entwickelte Porosität. Ist Basalt als solcher schwer durchlässig für Wasser, so erhält eine Basaltdecke durch ihre säulenförmige Absonderung ein reich entwickeltes Kluftnetz, welches dem Wasser ermöglicht, die ganze Decke zu durchsickern. In ähnlicher Weise fungieren die Absonderungsklüfte anderer Eruptivgesteine, wirken die „Lose" in Sandsteinen und Kalksteinen, die Verwerfungsklüfte in krystallinischen Schiefern. Längs aller dieser Fugen sickert Wasser in die Tiefe und entfaltet seine zersetzende und auflösende Thätigkeit so weit, als es die erforderlichen Eigenschaften dazu besitzt. Sobald es die Kohlensäure bei Verwitterungsprozessen durch Bildung von Karbonaten verloren hat, vermag es nicht weiter auslaugend zu wirken, und sobald es sich mit Kalkkarbonat oder Gips gesättigt hat, hört es auf, Kalk und Gips zu lösen. Es begleitet daher die Verwitterung die Sickerwässer nicht auf ihrem ganzen Wege, sondern sie wird in größeren Tiefen oft durch Ausscheidungsprozesse ersetzt; sie reicht nur so weit, als die Sickerwässer den Charakter von Tageswässern besitzen. Dort aber, wo sie als solche wirken, da erweitern sie die Gesteinsfugen und zwar namentlich in löslichen Gesteinen. Die Wege, welche hier die Sickerwässer einschlagen, werden allmählich zu ganzen Kanälen erweitert, durch welche die gesamte Gesteinsablagerung einen hohen Grad von Durchlässigkeit erhält. Lösliche Gesteine erscheinen daher meist sekundär als permeabele, was von den verwitterbaren nur selten gilt. Hier wird meist die Umgebung von sehr klüftigen Partieen, in denen das Wasser zur Tiefe sinkt, stark verwittert und es entstehen sackförmig [1]) sich einsenkende lehmige und un-

[1]) Vergl. E. van den Broeck, Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques. Mémoires couronnées. Acad. Bruxelles. XLIV. 1880.

durchlässige Partieen, deren Ausdehnung um so größer ist, je enger das präexistierende Kluftnetz war und je größere Mengen Tageswässer in die Tiefe sickern.

Indem die Gesteine oberflächlich chemisch verwittern, bedecken sie sich nach und nach mit Verwitterungsrückständen lehmiger Natur, welche Wasser binden und dann undurchlässig werden. Dieselben erschweren den Tageswässern den Zugang in die Tiefe und wirken ähnlich wie die angehäuften Produkte der mechanischen Erosion als Schutz der Unterlage vor weiterer Verwitterung. Nur dort, wo sie Lücken aufweisen oder wenig mächtig sind, oder wo sie örtlich minder undurchlässig sind als sonst, ermöglichen sie den Oberflächenwassern Eintritt in die Tiefe und lokalisieren daher den Fortgang der Verwitterung, so daß diese ungleichmäßig fortschreitet. In der That, wo auch und wie auch ein Gestein verwittert, so läßt sich allenthalben bemerken, daß die Verwitterung an benachbarten Stellen sehr verschieden weit in die Tiefe fortgeschritten ist, und unter einer horizontalen Oberfläche trifft man sehr verschieden mächtige Verwitterungsgebilde, die sich meist in isolierten Säcken abwärts erstrecken, an deren Stelle in löslichen Gesteinen häufig offene Schlote, geologische Orgeln genannt, vorhanden sind. Diese örtlich wechselnde Verschiedenheit der chemischen Verwitterung bezeichnet einen namhaften Gegensatz gegenüber der mechanischen Verwitterung, welche örtlich nur geringe Schwankungen aufweist. Werden von einer Gegend die mechanischen Verwitterungsprodukte abgetragen, so erhält man eine Oberfläche, die im großen und ganzen der heutigen parallel ist. Entfernt man hingegen die Werke der chemischen Verwitterung, so erhält man eine stark unebene Oberfläche, welche sich durch zahlreiche kesselförmige Einsenkungen auszeichnet. Ein weiterer Gegensatz der mechanischen und chemischen Verwitterung ist in der Art der Endprodukte gegeben. Die mechanische Verwitterung bewirkt eine Zerkleinerung des Gesteins, bis dasselbe in einzelne Brocken aufgelöst ist, die sich gegenüber den Temperaturgegensätzen einheitlich verhalten. Bei der chemischen

Verwitterung entsteht ein lehmiger Verwitterungsrückstand, der sich aus kleinen Partikeln zusammensetzt. Die mechanische Verwitterung liefert Gesteinsschutt, die chemische Erdboden.

Die Bildung des Erdbodens wird wesentlich durch organische Thätigkeit befördert. Wurzeln durchziehen ihn nach allen Richtungen und saugen ihn aus; Tiere durchwühlen ihn; wie Darwin[1]) zeigte, kommt den Regenwürmern ein namhafter Anteil an dieser Umlagerung zu. Dasselbe gilt auch von manchen Ameisen[2]), sowie vor allem von kleinen erdbewohnenden Nagern.

Solange die Tageswässer ausschließlich in die Tiefe dringen, schreitet die Verwitterung von oben nach unten fort. In manchen Fällen ist ersteres nicht regelmäßig der Fall. In trockenen Klimaten wird dem Boden die Feuchtigkeit durch Verdunstung entzogen, und infolge kapillarer Wirkungen steigt sie im Gesteine nach der Verdunstungsfläche hinauf. Hier verdunstet das Wasser, die von ihm gelösten Substanzen aber bleiben zurück; es findet nahe der Gesteinsoberfläche eine Zufuhr von Material und dementsprechend unter Umständen eine Verfestigung statt, während die Verwitterung erst in einiger Tiefe erfolgt und eine Lockerung des Gesteines verursacht. So entstehen harte oberflächliche Krusten über mürbem Gesteine, welche Krusten nicht selten rostbraun gefärbt sind[3]). Dort, wo die aufsteigenden Wasser leicht lösliche Salze enthalten, kommt es nicht zur Bildung fester Krusten, sondern zu Salzausblühungen. Werden lehmige Gesteine in feuchten Klimaten förmlich ausgelaugt, so werden in trockenen Gebieten die in ihnen enthaltenen Salze nahe ihrer Oberfläche angereichert und es entstehen Salzböden, mit deren Untersuchung sich jüngst Hilgard beschäftigte. (Vergl. S. 218.)

Feste Gesteinskrusten bilden sich überall, wo eine starke Verdunstung aus dem Boden stattfindet, also namentlich an stark

---

[1]) On the formation of Mould. Proc. Geolog. Soc. II. 1838. p. 574. — Transact. Geolog. Soc. V. 1840. p. 505.
[2]) Ueber die geologische Thätigkeit der Ameisen. Zoolog. Garten Frankfurt. XXVII. S. 373. 1886.
[3]) Vergl. J. C. Russell, Subaërial Decay. p. 30.

besonnten Felswänden poröser Gesteine und wo zugleich die aufsteigenden Wasser gesteinsbildende Mineralien gelöst enthalten. Die Sandsteinwände der sächsischen Schweiz, nicht selten auch Wände von Molasse (z. B. am Ueberlinger See) sind außen hart, innen weicher; dasselbe gilt von den Kalksteinen auf Barbadoes [1]). Entsprechende Erscheinungen nahmen Ehrenburg [2]) auf Naxos, O. Fraas im Oriente wahr. Auf die weite Verbreitung der braunen Schutzrinde in den Wüsten wies namentlich J. Walther [3]) hin, und er zeigte, wie auch in den Wüsten der Verwitterung häufig zuerst das Innere der Gesteine zum Opfer fällt [4]).

Das Intensitätsverhältnis der mechanischen und chemischen Verwitterung läßt sich noch nicht feststellen. Daß beide unter Umständen verhältnismäßig rasch arbeiten können, lehren die meisten älteren Baudenkmäler, deren Mauerwerk oft sehr deutliche Spuren der Verwitterung zeigt. Grabsteine auf verschiedenen Kirchhöfen Englands wurden nach J. G. Goodschild [5]) durch Verwitterung um 1 mm in 10—12 Jahren erniedrigt. Die aus mürbem Sandsteine erbauten gotischen Kirchen der Niederlande haben durchweg die Scharfkantigkeit ihrer architektonischen Einzelformen verloren, die enormen Quadern römischer Bauten der Mittelmeerländer zeigen allenthalben eine Abrundung ihrer Kanten, die im trockenen Klima Aegyptens befindlichen Skulpturen aus Kalkstein oder Sandstein lassen eine Lockerung des Gesteinsmaterials erkennen, während jene aus Urgestein eine vollkommene Frische sich bewahrt haben [6]). Dagegen ist die Inschrift des granitnen Buchmonumentes im Pechgraben bei Groß-Raming in Oberösterreich während der letzten drei Jahrzehnte stark von der Verwitterung angegriffen, und

---

[1]) Jukes-Browne and Harrison, The Geology of Barbadoes. Quart. Journ. Geolog. Soc. XLVII. 1891. p. 197 (213).

[2]) Mitteilungen über eine Reise nach der Insel Naxos. Sitzb. med.-naturw. Gesellsch. Würzburg 1891.

[3]) Die Denudation in der Wüste. Abh. math.-phys. Kl. kgl. sächs. Gesellsch. d. Wissensch. XVI. 1891.

[4]) A. a. O. S. 27.

[5]) Notes on some observed Rates of Weathering of Limestones. Geolog. Mag. 1890. p. 463. — Vergl. auch Arch. Geikie, Rock weathering as illustrated in Edinburgh Churchyards. Proc. R. Soc. Edinb. X. 1889—90. p. 518.

[6]) Richthofen, Führer. S. 95.

C. Friedel berichtet, daß die Wände eines in der Nähe von Canton 1842 in Granit gesprengten Hohlweges bereits 1860 8—10 Zoll tief verwittert gewesen seien[1]).

Pfaff und Hilger[2]) stellten Experimente über die Schnelligkeit der Verwitterung an, welche von R. Schütze[3]) und W. Fiedler[4]) fortgesetzt wurden.

An und für sich wird die Verwitterung nur in bescheidenem Umfange für die Gestaltung der Landoberfläche belangvoll. Sie kann es nur dort werden, wo die abgewitterten Materialien sofort losbröckeln können, also an steilen Felswänden, oder wo dieselben von den Regenwässern oder vom Winde fortgeführt werden können, wie z. B. auf isolierten Felsen, und hier entstehen unter ihrem Einflusse sehr verschiedene, z. T. recht auffällige Formen. An Konglomeratwänden bilden sich Höhlungen, welche durch Ausbröckeln wenig verfestigter Partieen entstehen und ungemein bezeichnend für die zu Nagelfluh verkitteten Terrassenschotter vieler Alpenthäler sind. Aber selbst in scheinbar homogenen Gesteinen sieht man nicht selten die Verwitterung von bestimmten Stellen radiär ausgehen, so daß eine Ausbröckelung erfolgt, die zur Bildung kleiner rundlicher, horizontal oder vertikal in das Gestein sich erstreckender Höhlungen führt. Dieselben heißen auf Corsika Tafoni, welche Benennung sich als generelle Bezeichnung aller derartiger Löcher empfiehlt. Sie kommen dort vor allem auf manchem Granit, sowie auf Schiefer vor[5]). Ferner kehren sie in der sächsischen Schweiz auf Quadersandstein wieder und wurden auch auf reinem quarzitischen Sandstein in Wisconsin[6]), ebenso sehr häufig

---

1) Beiträge zur Kenntnis des Klima und der Krankheiten Ostasiens 1863. S. 127. Citiert bei Soyka, Boden. S. 18.

2) Landwirtsch. Jahrb. VIII. 1. Heft. 1879.

3) Ueber Verwitterungsvorgänge bei krystallinischen und Sedimentärgesteinen. Berlin 1886.

4) Fortsetzung obiger Arbeit. Inaug.-Dissert. Erlangen 1890.

5) Hans Reusch, Jagttagelser over iskuret Fjeld og forvitret Fjeld. Vidensk. Selsk. Forh. Kristiania 1878.

6) Wadsworth, Some instances of atmospheric action in Sandstone. Proceed. Boston Soc. of nat. hist. XXII. 1883. p. 202.

auf Kalk beobachtet. Der Jura Lothringens [1]), Schwabens und Frankens ist reich an ihnen, sie kehren häufig in den Alpen wieder. Strukturelle oder chemische Verschiedenheiten innerhalb des Gesteins dürften vielfach die Ausnagung solcher Tafoni begünstigt haben. In vielen Fällen dürfte derselben aber auch durch die Thätigkeit von Schurfflechten vorgearbeitet gewesen sein, welche es lieben, auf kreisförmigen Stellen an Felswänden sich anzusiedeln [2]). Von diesen kleinen Tafoni bis zu größeren Löchern und Grotten, sowie Felsthoren und natürlichen Brücken sind zahllose Uebergänge vorhanden. Am auffälligsten gestalten sich die Tafoni dort, wo sich eine harte Gesteinsrinde entwickelt. Diese widersteht der Abbröckelung, während die unter ihr verwitterten Partieen sich allmählich lockern, so daß ganze Gänge unter der harten Kruste, da und dort mit Ausgängen, entstehen. Sieht man bereits an den Wänden des Quadersandsteins der sächsischen Schweiz und denen der Molasse am Ueberlinger See miteinander unter der harten Kruste kommunizierende Tafoni, so ist diese Erscheinung, wie J. Walther [3]) jüngst zeigte, auf einigen Gesteinen der arabischen Wüste häufig.

Als Gegenstück zu den Tafoni entstehen dort, wo schwer verwitterbare Gesteinspartieen von leicht verwitterbaren rings umgeben werden, Pfeiler und mauerförmige Gesteinsaufragungen, wie solche den Dolomit der nördlichen Kalkalpen, den Sandstein der sächsischen Schweiz, den Granit mancher Gebiete, namentlich aber die Gänge von Eruptivgesteinen in Sedimentgesteinen oder Tuffanhäufungen auszeichnen.

Die Felsklippen, welche bei der fortschreitenden Verwitterung eines Gesteines unter der Mitwirkung der Abspülung und

---

[1]) Charles Martins, Note sur les érosions des roches calcaires dues aux agents atmosphériques. Bull. Soc. géolog. (2). XII. 1854—55. p. 315.

[2]) Ferd. Senft, Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen. Leipzig 1862. S. 13. — Penck, Das Deutsche Reich. 1887. S. 429.

[3]) Die Denudation in der Wüste. A. a. O. S. 366.

der Verwehung aus demselben herauspräpariert worden sind, tragen sehr häufig Tafoni; dies gilt von den Graniten des Riesengebirges, des Fichtelgebirges, des Böhmerwaldes, von Niederösterreich[1]) und von Cornwallis. Die rundlichen, stets flachbodigen, vom Volke Steinschüsseln genannten Löcher sind sowohl in England wie auch in Deutschland vielfach als druidische oder altgermanische Opfersteine beschrieben worden. Jüngst deutete Berendt[2]) die Vorkommnisse des Riesengebirges als Riesenkessel, obwohl in ihnen noch nie Reibesteine, sondern immer nur Granitgrus gefunden wurde. Trotzdem daß die Granitklippen, auf denen sie vorkommen, nicht die geringste Abschleifung durch Gletscher erkennen lassen, so schloß er aus den Steinschüsseln auf eine Vergletscherung, welche das Riesengebirge bis auf seine höchsten Kämme bedeckte. Die von ihm als klassisch bezeichnete Stelle der sogenannten Adlerfelsen bei Schreiberhau zeigt genau solche Löcher, wie alpiner Kalkschotter, wenn von ihm behufs Ausbeutung die Decke von Verwitterungslehm weggenommen ist (vergl. S. 211). Eine genaue Beschreibung der auf den „Tors" von Cornwallis vorkommenden 5—23 cm tiefen, ¼—1 m breiten Tafoni gab Ormerod[3]) und führte ihre Entstehung bereits 1859 auf atmosphärische Ursachen zurück, indem er mit Recht hervorhebt, daß die zeitweiligen Wasseransammlungen in diesen Löchern deren Ausarbeitung begünstigen. Gleiches hat bereits 1834 De la Beche[4]) betreffs der Kessel von Penninis Point, Scilly-Inseln, und 1864 Casiano de Prado[5]) über die Löcher im Granite Mittelspaniens geäußert.

Die Grotten und Nischen in Felswänden, vor allem aber die grotesken Felsformen haben seit langem die Aufmerksamkeit erregt, C. W. Ritter gab bereits 1806 eine Zusammenstellung von solchen[6]), die höchst auffälligen Verwitterungsformen in Colorado behandelte Endlich[7]), die Verwitterungsformen der Berge im allgemeinen A. Heim[8]).

---

[1]) A. Plesser, Heidnische Opfersteine im niederösterreichischen Waldviertel. Blätter d. Vereins f. Landeskunde v. Niederösterreich. XXI. 1887. S. 412.

[2]) Spuren einer Vergletscherung des Riesengebirges. Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt. XII. 1891. S. 37.

[3]) On the Rock-Basins in the Granite of Dartmoor District. Devonsh. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XV. 1859. p. 16.

[4]) A Geological Manual. p. 43.

[5]) Descripcion fisica y geológica de la provincia de Madrid. 1864. p. 70.

[6]) Beschreibung merkwürdiger Berge und Felsen. 1806.

[7]) On some striking products of erosion in Colorado. Bull. U. S. Geolog. and Geogr. Survey of the Territories. 1878. IV. p. 831.

[8]) Einiges über die Verwitterungsformen der Berge. Neujahrsbl. naturf. Gesellsch. Zürich. 1874. LXXVI.

Dort, wo die durch die Verwitterung losgelösten Gesteinspartieen nicht abbröckeln können, also bei sanft abgeböschtem Gelände, da bleiben sie liegen; die mechanische Verwitterung erzeugt hier dicke Schuttdecken, ohne daß sich die Gestaltung der Gegend wesentlich verändert, wogegen die mit Auslaugung verknüpfte chemische Verwitterung bewirkt, daß die schwerer verwitterbaren Gesteine Aufragungen, die am leichtesten verwitterbaren und namentlich die löslichen Vertiefungen bilden. Allein nur an wenigen Orten ist es bloß die Verwitterung, welche an der Landoberfläche arbeitet, meist gesellt sich zu derselben noch die Entfaltung von Kräften, welche die Verwitterungsprodukte entfernen. Die Verwitterung allein würde allmählich die gesamte Landoberfläche mit ihren Produkten überkleiden, so daß nirgends fester Fels zu Tage treten könnte. Andere sich ihr beigesellende Kräfte bestreben sich dagegen den Felsen bloßzulegen, sie heißen daher entblößende oder denudierende, und jede nackte Felspartie zeigt das Vorhandensein der Denudation an.

Die hydrochemischen Prozesse, auf welchen die chemische Verwitterung beruht, spielen auch in größeren Tiefen und bewirken gelegentlich eine Umänderung ganzer Gesteinskörper, die ihrerseits eine Beeinflußung der Oberflächengestalt hervorrufen kann. Am wichtigsten ist in dieser Hinsicht die Gesteinsverfestigung (Diagenese Gümbels). Lose Sand- und Schlammmassen erfahren bei ihrer Verfestigung gewöhnlich eine Volumverminderung, welche je nach ihrer Mächtigkeit und Beschaffenheit sich verschieden stark geltend macht. Es setzt das Gestein zusammen, und verschiedene Zusammensetzformen treten über allen losen Ablagerungen auf, welch letztere meist kontinentalen oder litoralen Ursprungs sind und vielfach organische Materialien einschließen. Diese erfahren bei der Gesteinsumwandlung eine langsame Oxydation, es entwickeln sich Gasmassen, die nicht selten gewaltsam einen Ausweg suchen oder durch Erderschütterungen einen solchen erhalten. Die dabei entstehenden Gaseruptionen bringen mannigfaltige Umlagerungen im Gesteine hervor und bedingen die als Schlammvulkane

eigens zu besprechenden Formen. Eine Reihe von Gesteinsumwandlungen ist mit Volumvermehrungen verbunden; dies gilt von den meisten Hydratisierungsprozessen, z. B. der Umwandlung von Anhydrit in Gips, welche eine Aufquellung des Bodens nach sich ziehen und besondere Aufquellformen bedingen. Inwiefern die in größeren Tiefen mutmaßlich erfolgende Gesteinsumwandlung, die sogenannte Gesteinsmetamorphose, die Oberflächengestaltung beeinflußt, entzieht sich der Beobachtung.

Die bei der Gesteinsumwandlung in Lösung gehenden Substanzen bewirken entweder, wie z. B. die Karbonate der Alkalien, die Umwandlung anderer Mineralien, oder sie werden als Mineralgehalt der Quellwasser wieder zu Tage gefördert, wo sie sich unter Umständen ablagern können, besondere Formen, die Sinterformen, aufbauend. Meist aber wandern sie mit dem Flußwasser ins Meer.

Die erst mittelbar für die Morphologie ungemein wichtigen Verwitterungsvorgänge sind zunächst ausschließlich vom rein chemischen Gesichtspunkte aus untersucht worden, und hierin liegt die große Bedeutung der erwähnten Arbeiten von Bischof. Die geographische Verbreitung jener Vorgänge wurde zuerst von Pumpelly[1]) und v. Richthofen[2]) gewürdigt, welch letzterer das Verhältnis von Verwitterung und Massenbewegung untersuchte und später die Abhängigkeit der Verwitterung von klimatischen Verhältnissen betonte[3]). Ihm folgte J. C. Russell[4]), welcher auch eine Zusammenstellung von Schriften über die subärische Verwitterung gab. Jüngst hat E. W. Hilgard[5]) von neuem die Abhängigkeit des Bodens vom Klima gezeigt. Ein älteres populäres Schriftchen von Houzeau[6]), „Klima und Boden“, berührt diese Frage nicht.

---

1) The relation of secular rock disintegration to loess, glacial drift, and rock basins. Am. Journ. (3). XVII. 1879. p. 103.

2) China. II. Berlin 1879. S. 760.

3) Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 456.

4) Subaërial Decay of Rocks. Bull. U. S. Geolog. Survey 52.

5) A Report on the Relations of Soil to Climate. Bull. 3. U. S. Weather Bureau. Vergl. auch: Ueber den Einfluss des Klimas auf die Bildung und die Zusammensetzung des Bodens. Wollnys Forsch. a. d. Gebiete d. Agrikulturphysik. XVI. 1893. S. 82.

6) Deutsch Leipzig o. J.

Kapitel III.

Die Massenbewegungen.

Alle lockeren und losen Massen der Landoberfläche üben unter dem Einflusse der Schwere nicht bloß auf ihre Unterlage, sondern überdies auch in seitlicher Richtung einen bestimmten Druck, den Seitendruck, aus, und sie setzen sich seitlich in Bewegung, sobald diesem Drucke kein entsprechender Widerstand entgegensteht. Alle so verursachten Bewegungen sowie alle Bewegungen losen Materiales, welche ohne ein besonderes Transportmittel geschehen, nennen wir Massenbewegungen. Dieselben zerfallen in Bewegungen loser Massen und in solche fester Gesteine, dazu gesellen sich die durch die Abspülung verursachten Bewegungen.

1. Bewegung loser Massen.

Wird durch die Verwitterung irgend ein Partikel auf einer geneigten Oberfläche losgelöst, so befindet sich dasselbe auf einer schiefen Ebene, auf welcher es herabgleitet oder herabrollt, sobald der Böschungswinkel groß genug ist. Felsen, deren Böschung ein gewisses Maß übersteigt, vermögen sich daher nicht mit Verwitterungsgebilden bedeckt zu erhalten, letztere fallen beständig herab und sammeln sich erst dort an, wo dies durch die Böschungsverhältnisse des Landes möglich ist, nämlich am Fuße der Felswand. Sie häufen sich hier allmählich an und bilden eine Trümmerablagerung, die sich nach den Regeln einer losen Aufschüttung allmählich aufbaut, unter einem Böschungswinkel von rund 30° abfallend, welcher gerade noch die Aufeinanderlagerung der losen Partikel ermöglicht. Derartige Ansammlungen von Verwitterungsprodukten ummänteln den Fuß jeder steilen Felspartie und bestehen meist aus Felstrümmern, die durch die mechanische Verwitterung losgelöst worden sind. Sie heißen Schutthalden und charakte-

risieren sich dadurch, daß ihre gröbsten Bestandteile unten, die feineren oben liegen, und daß ihr unterer Rand ihrem oberen nahezu parallel läuft. Wird ihr Wachstum nicht durch anderweitige Vorgänge gehemmt, so steigen sie allmählich an der Felswand, von welcher sie abhängig sind, aufwärts und hüllen dieselbe allmählich ein. Es kann daher irgend eine Felswand von über ca. 30° Böschung nicht auf die Dauer bestehen, ohne von ihrem Schutte eingehüllt zu werden, und steilere Böschungen können sich nur dort erhalten, wo die Bildung einer Schutthalde am Fuße gehemmt ist.

Der Böschungswinkel der Schutthalden wechselt mit der Beschaffenheit ihres Materiales. Man hat denselben durch sorgfältige Aufschüttung festzustellen versucht, und Hagen [1]) vermochte Böschungen bis zu 54° aufzuschütten. Ein solcher Neigungswinkel wird in der Natur nicht erreicht, da die auf eine Schutthalde herabfallenden Materialien gewöhnlich auf derselben mit einer gewissen lebendigen Kraft anlangen, welche ihnen ermöglicht, auf geringeren Böschungen fortzurollen.

Leblanc [2]) und Elie de Beaumont [3]) haben sich eingehender mit dem Studium der Schutthalden (talus d'éboulement) beschäftigt, und Thoulet [4]) hat neuerdings Untersuchungen über die Böschungen künstlicher Aufschüttungen angestellt. Nach ihm ist die Böschung um so steiler, je größer der Dichtigkeitsunterschied zwischen dem aufgeschütteten Materiale und dem Medium seiner Umgebung ist. Dieselben Schuttmassen lagern sich also subaerisch steiler ab als subaquatisch.

Die Anordnung des Materiales in den Schutthalden ist eine derartige, daß in ihnen der Seitendruck zu keiner Bewegung führen kann, indem jedes Schuttkorn im Innern der Halde bei seinen Nachbarn den entsprechenden Widerstand findet, und oberflächlich die Böschung nicht so groß ist, daß sich die Schuttkörner selbständig in Be-

---

[1]) Seitendruck der Erde. Math. Abhandl. d. kgl. Akad. d. Wissensch. Berlin 1871.

[2]) Bull. Soc. géolog. XIV. 1843. p. 80.

[3]) Mém. pour servir à une descr. géolog. de France. I. p. 157.

[4]) C. R. CIV. 1887. p. 1537.

wegung versetzen können. Wird nun aber der Zusammenhang der Schutthalde gestört, wird dieselbe z. B. durch einen Fluß angeschnitten, so treten Umlagerungen ihres Materiales, Bewegungen desselben ein, wobei die Schichtung der aufgeschütteten Materialien, wie die Experimente von Forchheimer[1]) lehren, höchst auffällige Störungen erleidet.

Außer den Rutschungen, welche infolge örtlicher Zerstörungen der Schutthalden auftreten, erfährt deren Material noch anderweitige Bewegungen. Auf eine Ursache derselben haben die Beobachtungen von Canon Moseley und Charles Davison[2]) Licht gebreitet, laut welchen sich Gesteine auf sanft geneigter Basis abwärts bewegen, wenn sie häufigem Temperaturwechsel ausgesetzt sind. Beim Erwärmen dehnen sich solche Fragmente mehr nach unten als nach oben aus, und beim Abkühlen ziehen sie sich mehr abwärts als aufwärts zurück, so daß eine sehr allmähliche Wanderung abwärts resultiert. Durch solche Vorgänge verflachen sich die Schutthalden, und es ist wahrscheinlich, daß die mehrfach betonte Flachheit von Schutthalden in Kontinentalgebieten sich auf die auseinandergesetzte Ursache zurückführt. In sehr wirksamer Weise geschieht dies aber unter dem Einflusse des gefrierenden Wassers. Dasselbe schiebt die einzelnen Schuttfragmente auseinander, die gehobenen sinken beim Tauen wieder zusammen, die nach abwärts geschobenen behalten ihre tiefere Lage bei[3]). Schutthalden sehr feinkörnigen Materiales können ferner ins Fließen geraten, wenn sie sich voll Wasser saugen. Auf diesen Wegen können in Gebieten mit großen Temperaturgegensätzen, mit häufigem Froste und reichlichen Niederschlägen sich die Schutthalden im Laufe der

---

[1]) Ueber Sanddruck und Bewegungserscheinungen im Innern trockenen Sandes. Zeitschr. d. Oestr. Ingenieur- u. Arch. Ver. 1882. S. 111. 1883. S. 103. N. Jahrb. f. Min. u. Geol. 1893. I. S. 137.

[2]) Note on the Movement of Scree Material. Quart. Journ. Geolog. Soc. London 1888. XLIV. p. 232, 825.

[3]) Vergl. Kerr, On the action of Frost in the arrangement of superficial earthy material. Am. Journ. (3) XXI. 1881. p. 345.

Zeit ungemein verflachen und sich weit um ihren Ursprungsort verbreiten, wie z. B. der „head“ in Cornwallis[1]), und selbst große Blöcke können allmählich auf sanft geneigten Böschungen abwärts wandern[2]).

2. Die Bergstürze[3]).

Alles, was über die Böschung und Bewegung der Schutthalden gesagt ist, betrifft auch jedwelches lose Erdreich. Dasselbe wird, falls es sich selbst überlassen ist, zunächst die Böschungsverhältnisse einer Schutthalde annehmen und dann durch die eben geschilderten Prozesse allmählich verflacht werden. Gleiches gilt endlich von allen festen Gesteinen der Landoberfläche; denn durch die Wirkungen der Verwitterung wird deren Gefüge allenthalben gelockert, und alle Gesteine werden im Laufe der Zeit in Trümmer aufgelöst. Dieser Prozeß wird vielfach noch durch Massentransporte beschleunigt, welche entweder das Material der Schutthalde fortführen, oder durch korrodierende Wirkung selbst das feste Gestein angreifen; Wind, Flüsse und Meeresbrandung nagen vielfach am Fuße von Felswänden und untergraben dieselben, so daß sie einbrechen und Felsstürze entstehen. Die herabbrechende Felsmasse löst sich während des Sturzes meist in einzelne Trümmer auf, welche insgesamt vermöge ihrer großen lebendigen Kraft als kleinere Brocken fortrollen. Sie vermögen so über die Grenzen der eigentlichen Schutthalde hinaus zu geraten und können gelegentlich sogar kurze Strecken aufwärts laufen. Weit von ihrem Ursprungsorte bleiben sie als unregelmäßige Ablagerung liegen: ihre Sturzbahn ist übersäet mit kleineren Brocken und ist noch geraume Zeit deutlich kenntlich, ebenso wie ihr Abrißgebiet.

Die Bedingungen, unter welchen Felsstürze entstehen, kann man aus folgender Betrachtung entnehmen. Eine Felsmasse vom

---

[1]) Vergl. J. Geikie, Prehistoric Europe. London 1881. p. 224.

[2]) Vergl. Penck in der Anleitung zur deutschen Landes- und Volkskunde. Stuttgart 1889. S. 41.

[3]) Vergl. A. Heim, Ueber Bergstürze. Zürich 1882.

Gewichte G sei untergraben. Längs einer Fläche F, die unter einem Winkel α gegen den Horizont geneigt ist, hat sie ihre geringste Kohäsion mit dem Muttergestein, die auf der Flächeneinheit die Größe von c besitze. ρ sei der Reibungskoeffizient. Der Zug der Felsmasse nach abwärts ist dann $G \sin \alpha$; ihre Kohäsion mit dem Muttergesteine gleich Fc und ihre Reibung an demselben $G \cos \alpha \rho$. Die Masse wird so lange nicht abwärts stürzen, als der Zug nach abwärts geringer ist, als die Kohäsion und Reibung, so lange

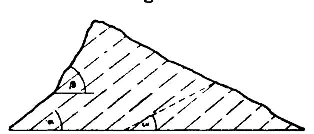
$$G \sin \alpha < G \cos \alpha \rho + Fc$$

ist, oder indem $\rho = \mathrm{tg}\, \omega$ gesetzt wird, so lange als

$$\frac{G \sin (\alpha - \omega)}{\cos \omega} < Fc$$

ist. Die Kohäsion wird sehr klein, nahezu gleich Null, wenn längs der Fläche geringster Kohäsion eine Lockerung eintritt, wenn längs derselben, sei sie nun eine Fuge oder Schichtfläche, eine

Fig. 16.



Gehängeböschungen.
α Normal. β Uebersteil. ω Sicher.

Zerreißung Platz greift; dann wird Fc gleich Null, und das Abgleiten der Masse ist gehindert, sobald

$$\alpha < \omega$$

ist. Umgekehrt aber braucht ein Abgleiten der Felsmasse noch nicht unbedingt stattzufinden, wenn

$$\alpha > \omega$$

ist, sobald nämlich der Raum zum Abgleiten fehlt, indem in der Richtung desselben Massen vorliegen. Es muß der Böschungswinkel β des Gesteins (in derselben Ebene) steiler sein als die Neigung α seiner Klüfte oder Fugen, so daß sich also folgende Bedingungen für das Abgleiten nach Lösung der Kohäsion ergeben

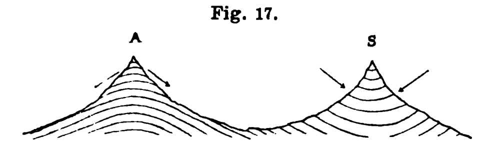
$$\beta > \alpha > \omega.$$

Gehänge, für welche die dargelegte Beziehung stattfindet, kann man als untergraben oder übersteil bezeichnen, da es nur einer Lockerung ihres Gefüges bedarf, um einen Bergsturz zu verursachen. Nimmt man nun den Reibungskoeffizient ($\rho = \mathrm{tg}\, \omega$)

von Stein auf Stein zu 0,5 an, so ist $\omega = 27^0$, und man ersieht, daß jedwelches Gehänge untergraben ist, falls seine Böschung und seine Klüfte gleichsinnig unter einen Winkel von mehr als 27^0 fallen. Je steiler die Klüftung fällt, desto steiler muß auch das Gehänge sein, bevor es untergraben ist. Steht die Klüftung senkrecht ($\alpha = 90^0$), so ist erst jenes Gehänge untergraben, das überhängt.

Die Fuge, längs welcher die Loslösung eines Bergsturzes erfolgt, kann irgend einem der oben aufgezählten Kluftsysteme angehören. Felsausgleitungen sind

Fig. 17.



Gegensatz antiklinaler (*A*) und synklinaler (*S*) Schichtstellung bei Bergstürzen.

häufig auf Schichten, welche etwa unter 30^0 direkt thalwärts fallen und vom steileren Gehänge schräg abgeschnitten werden[1]), wogegen sie bei bergwärts fallenden Schichten solange ausgeschlossen sind, als nicht anderweitige Klüfte auftreten. Berge mit antiklinaler Schicht-

Fig. 18.



Felsrutschung.

Die licht schraffierte Partie ist durchfeuchtet. — Absitzen einer Felsmasse auf durchfeuchteter Unterlage und Aufpressen der letzteren.

stellung sind daher leichter der Zerstörung ausgesetzt, als solche mit synklinaler[2]) (vergl. Fig. 17). Das Gebiet

---

[1]) Vergl. Penck, Die Slavini di San Marco bei Rovereto. Mitteilungen d. k. k. geograph. Gesellsch. Wien 1886. S. 395.

[2]) James Geikie, Mountains: their origin, growth, and decay Scott Geogr. Magaz. 1886. II. p. 145 (156). — De la Noë et de Margerie, Les formes du terrain. p. 150.

der Hauptentfaltung aller Bergstürze liegt im Bereiche von verhältnismäßig steilen Böschungen, deren Neigung durchschnittlich 30° übersteigt.

Natürlich darf dieser Grenzwert nicht als ein absoluter genommen werden, denn der Reibungskoeffizient für Stein auf Stein ist großen Schwankungen unterworfen, und namentlich kann er unter Umständen eine stattliche Verringerung erfahren, wenn nämlich an der Ablösungskluft ein Schmiermittel, z. B. in Gestalt eines glitscherigen Thones, vorhanden ist. Es genügt daher ein verhältnismäßig geringer Neigungswinkel, um permeable Schichten auf ihrer thonigen Unterlage zum Ausgleiten zu bringen. Derartige Erscheinungen nennt A. Heim Bergschlipfe. Selbst bei horizontaler Schichtstellung kann es zu solchen kommen. Lagern permeable Schichten über undurchlässigem Thone, so sickern die Wasser durch die ersteren hindurch und sammeln sich auf dem letzteren, welcher gänzlich durchfeuchtet und plastisch wird. An den Orten, wo die so beschaffene Ablagerung ausstreicht, z. B. an einem Thalgehänge, wird der Thon unter der Last der durchlässigen Schicht seitlich auszuweichen suchen, dieselbe verliert hier ihre Stütze, es reißen Klüfte zwischen der stabil gebliebenen und der ihrer Unterlage beraubten Partie auf, und letztere gleitet auf ihrer schlüpfrigen Unterlage abwärts (vergl. Fig. 18).

In diesem Falle ist es im wesentlichen die Kohäsion, welche die Entwickelung des Gesteinschlipfes regelt. Derselbe tritt ein, wenn (vgl. oben)

$$G > F'c$$

ist, vorausgesetzt, daß die Ausquetschung der schlüpfrigen Unterlage nicht so langsam geschieht und so gering ist, daß ihr das hangende Gestein vermöge seiner Elastizität direkt folgen kann. Derartige Felsrutschungen sind namentlich im deutschen Alpenvorlande sehr häufig. Hier lagert auf undurchlässigem Tertiärmergel des Obermiozän (Flinz) eine durchlässige diluviale Nagelfluh. Alle Thäler nun, welche diesen Komplex zerschneiden, sind von Felsrutschungen der erwähnten Art begleitet. Ihre Gehänge zeigen zunächst den Steilabbruch der Nagelfluh, am Fuße desselben erstreckt sich eine weniger geneigte Gehängepartie von äußerst unregelmäßiger Gestaltung. Riesige Nagelfluhschollen lagern hier bunt durcheinander gewürfelt in Flinzschlieren eingebettet und

verhüllen den Ausstrich des Flinzes. Diese Rutschungen sind dermaßen ausgedehnt, daß sie einen auf den neuen bayerischen Spezialkarten 1 : 50000 deutlich wiedergegebenen Zug in der Physiognomie des Lech-, Isar- und Mangfallthales bilden. Eine eingehende Schilderung der einleitenden Vorgänge einer solchen Rutschung gab O. Fraas [1]). Ziemlich häufig bemerkt man, daß die abgerutschten Partieen am Orte ihrer Ablagerung aufgestaut sind, wie denn überhaupt die unteren Schichten durch die Last der oberen gelegentlich gehoben werden, was James M'Adam [2]) und G. v. Viehban [3]) ausführlich schildern, und schon im vorigen Jahrhundert gelegentlich der Landschlipfe von Folkestone bemerkt wurde [4]). Die Spalte, längs welcher die gerutschte hangende Partie vom übrigen Komplexe losreißt, ist häufig schon lange vor Eintritt des Sturzes sichtbar. Unweit Mazzon bei Neumarkt in Südtirol fand 1882 ein Felsschlipf statt; Wochen vorher zeigte sich an der Abrißstelle eine Spalte, und bereits finden sich unweit davon weitere, ca. 40 m tiefe Spalten, die sogenannten Schlundlöcher, welche wohl einen neuen Schlipf einleiten. Bischof [5]) und Collin [6]) haben die Theorie der Rutschungen auf thonigem Material eingehend studiert.

Können feste Materialien auf plastisch gewordenen Thonen abgleiten, so können umgekehrt auch thonige Ablagerungen auf steil geneigter Unterlage sich in Bewegung setzen; es entstehen dann Schuttrutschungen, welche gleich den Bergstürzen meist eine Untergrabung voraussetzen, sehr oft aber dadurch zu stande kommen, daß Ablagerungen, welche längst ihren natürlichen Böschungswinkel angenommen haben, sich infolge reichlicher Niederschläge voll Wasser saugen, wodurch ihre Kohäsion und Reibung so stark gemindert wird, daß sie sich in Bewegung setzen und häufig in ihrer gesamten Masse abfließen. So entstehen Murgänge (vergl. S. 236).

---

[1]) Begleitworte zur geognostischen Spezialkarte von Württemberg. Atlasblätter Leutkirch und Isny. Stuttgart 1882. S. 12.

[2]) On a recent land slip near Larne. Journ. Dubl. geolog. Soc. I—II. 1834. p. 101.

[3]) Ueber den Bergsturz von Unkel. Monatsber. d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin 1844. S. 30.

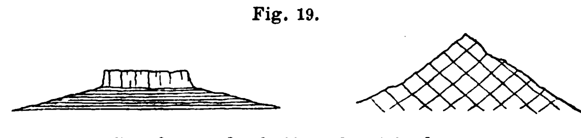
[4]) Philos. Trans. for 1716. p. 49, for 1766. p. 220; vergl. Topley, The Sandgate Landslip. Geogr. Journ. I. 1893. p. 339.

[5]) Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. III. S. 562. Supplement S. 76.

[6]) Recherches expérimentales sur les glissements spontanés des terrains argileux. Paris 1846.

Die an jedem Bergsturze, Bergschlipfe oder Erdrutsche unterscheidbaren Teile, nämlich das Abrißgebiet, die Rutschbahn und das Ablagerungsgebiet, bezeichnen charakteristische Formen der Erdoberfläche. Die Gestaltung des Abrißgebietes ist nach vorstehendem im wesentlichen abhängig von den Flächen geringster Kohäsion im Gesteine; dieselben werden, wie schon vorgreifend bemerkt (S. 204), bei Schichtgesteinen vielfach durch die Schichtflächen dargestellt, zu welchen senkrecht sich meist Klüfte, Lose oder Diaklasen erheben, wenn nicht durch die Schieferung (Clivage) die Schichtung des Gesteines verwischt und dasselbe in parallelepipedische Massen zerlegt ist. Bei den Massengesteinen treten meist

Fig. 19.



Bergformen durch Abbruch entstanden.
Bei vertikaler Klüftung. Bei schräger Klüftung.

charakteristische, durch Synklasen begrenzte Absonderungsformen entgegen, wie die säulenförmige oder bankförmige, welche durch mehrere, oft regelmäßige Kluftsysteme verursacht werden. Endlich sind die Verwerfungen (Paraklasen) als wichtige Ablösungsflächen für Bergfälle zu bezeichnen. Dort, wo es sich um regelmäßige Kluftsysteme handelt, stehen gewöhnlich zwei derselben senkrecht oder nahezu senkrecht zu einander, und es ist dann weniger ihre Art, als die Richtung ihrer Erstreckung wichtig für die Gestaltung der Felsformen. Lotrecht verlaufende Klüfte verbinden sich dann mit horizontalen und schräg gestellte mit schrägen. Horizontal lagernde Schichten geben daher meist zur Bildung vertikaler Wände Veranlassung, ebenso senkrecht stehende Schichten und horizontal lagernde Decken säulenförmig abgesonderter Gesteine. Gesteine mit ausgesprochener Clivage weisen dagegen in den meisten Fällen schräge Abrißstellen auf. Im wesentlichen unter dem Einflusse

der Klüftung entwickeln sich durch Abbruch die beiden Grundgestalten von Fels- und Bergformen, nämlich die Tafeln mit senkrechten Wänden und die Firste mit entgegengesetzt abfallenden Gehängen [1]) (vergl. Fig. 19). Die meist unregelmäßig gestalteten Abbruchstellen von Erdrutschungen werden Plaicken genannt [2]).

Während des Sturzes zerbersten die abgebrochenen Felsmassen in einzelne Trümmer, welche sich, in der Rutschbahn nebeneinander rollend, gleichsam fließend, manchmal 1—2 km weit abwärts bewegen. Ueber loses Erdreich hineilend vermögen sie dasselbe aufzuwühlen und dasselbe mitzureißen; harten Fels nutzen sie gleichfalls ab, sie korrodieren, wie namentlich von Heim [3]) gelegentlich des Bergsturzes von Elm nachgewiesen. Am Rande der Bahn jedoch springen einzelne Blöcke aus der Zahl der übrigen heraus und bleiben liegen; wallähnliche Trümmerreihen pflegen die Ränder der Sturzbahn zu begleiten, so daß diese selbst einem breiten Strombette vergleichbar wird.

Im Ablagerungsgebiete bleiben die durch Zerbersten der abgestürzten Masse entstandenen Trümmer in äußerst unregelmäßiger Weise liegen. Im großen und ganzen nehmen dieselben zwar eine Anordnung in mehrere Wälle an, welche parallel mit der Peripherie des Abrißgebietes verlaufen; im einzelnen aber bilden sie in unregelmäßiger Verteilung kegelförmige Haufen, zwischen denen sich isolierte Vertiefungen erstrecken, so daß das Ganze einen äußerst verworrenen Eindruck macht [4]). Die Art der Anordnung der Trümmer, ihre eckige Beschaffenheit, daneben das Vorkommen von wenigen kantenbenutzten

---

[1]) Yates, Remarks on the Formation of Alluvial Deposits. The Edinb. New Philos. Journ. XXI. 1831. p. 1 (4—6).

[2]) Forstl. Mitteilungen. München. III. H. 3. 1862. S. 297. Nach Schmeller, Bayerisches Wörterbuch, I. S. 323, besser Blaike zu schreiben.

[3]) Der Bergsturz von Elm. Zeitschr. d. Deutschen geolog. Gesellsch. 1882. S. 74 u. 435.

[4]) Diese Verhältnisse kommen recht deutlich in der Karte zu Sudas Abhandlung über die Slavini di Marco zum Ausdruck. Zeitschr. des Deutschen u. Oesterr. Alpenvereins. 1886. S. 95.

und abgestoßenen, gelegentlich sogar geschrammten Geschieben, die Gestalt der Rutschbahn mit ihren seitlichen Wällen und ihrem ausgefegten, gelegentlich geschrammten Boden, dies alles erinnert lebhaft an die Moränen alter Gletscher, mit welchen in der That auch nicht selten Bergstürze verwechselt worden sind.

Der größte der bisher bekannnten Bergstürze, der von Flims im vorderen Rheinthale, entstand infolge des Zusammenwirkens ganz besonderer Umstände. Als sich der eiszeitliche Rheingletscher zurückzog, verlor die westliche Fortsetzung des Flimser Steines ihr Widerlager und glitt auf der südlichen Aufschiebungsfläche der Glarner Doppelfalte aus. Die Trümmer erfüllen das Rheinthal in über 400 m Mächtigkeit und lassen sich in einzelnen Haufen bis unfern Ilanz und bis beinahe Chur verfolgen, also über eine 25 km messende Strecke. Teilweise werden sie von Moränen bedeckt, welche eine schmale Zunge des Rheinthalgletschers über sie breitete, teilweise liegen sie als ungeheure Schuttmassen zu Tage. A. Heim [1]) schätzt ihr Volumen auf 15 cbkm.

Alle Vorgänge auf der Landoberfläche, welche steile Böschungen bilden, also außer den erwähnten Massentransporten auch die Krustenbewegung, welche Schollen längs vertikaler Verwerfungen verschiebt, haben Bergstürze im Gefolge. Eine besondere Art derselben sind die Einstürze, welche sich an unterhöhlte Gesteine knüpfen. Sobald sich das Dach einer Höhle lockert, oder sobald sich die Spannweite eines Höhlengewölbes dermaßen ausdehnt, daß es nicht mehr durch seine Festigkeit gehalten werden kann, stürzt es ein. Dieser Einsturz entspricht dem Bergsturze, nur daß die einbrechenden Trümmer im wesentlichen eine senkrechte Sturzbahn beschreiben, und daß sich der Einbruch selbst genau auf den Umfang der Höhle beschränkt. Einbrüche erzeugen daher besondere, lochartige Oberflächenformen. Sie haben in der Regel Bergstürze im Gefolge oder verknüpfen sich auch momentan mit solchen. Entstehen nämlich beim Einbruche lotrechte Wände, so nehmen diese

[1]) Der alte Bergsturz von Flims (Graubündner Oberland). Jahrb. Schweiz. Alpenklub. XVIII. 1883. S. 295. — Vergl. auch Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Text zu Blatt XIV der geolog. Karte der Schweiz. Bern. 1891. S. 431.

bald oder nach und nach ihren natürlichen Böschungswinkel an, dadurch erweitert sich der Umfang des Einsturzes und dieser erhält eine trichterförmige Gestalt.

Bemerkenswert ist, daß die durch Einstürze gebildeten Vertiefungen nie das Volumen des eingebrochenen Hohlraumes haben[1]). Es rührt dies daher, daß die beim Einsturze entstehenden Trümmer voluminöser als der feste Fels sind. Sie zeigen gegenüber dem letzteren eine Volumvermehrung von erfahrungsgemäß 1% [2]). Ist V das Volumen eines Hohlraumes, M jenes des nachbrechenden Materiales und T jenes des oberflächlich entstehenden Trichters, so ist

$$T = V - 0{,}01\, M.$$

Sobald also dies Volumen der nachbrechenden Masse einhundertmal größer ist, als das des Hohlraumes, so veranlaßt der Einsturz keine oberflächlichen Vertiefungen. Der Einbruch sehr tief liegender Hohlräume ist darnach für die Gestaltung der Landoberfläche ziemlich belanglos.

Die Entstehung von Einstürzen beschränkt sich natürlich auf Gesteine, in welchen Höhlen gebildet werden können, also namentlich auf lösliche Gesteine, auf Kalkstein, Gips und Steinsalzgebiete, ferner auf Gesteine, welche ursprünglich mit Hohlräumen abgelagert wurden, wie manche Lavaströme und Sinterbildungen. Selbstverständlich können alle derartigen Einstürze auch das Hangende der erwähnten Gesteine betreffen, und sie entwickeln sich namentlich dort, wo eine dünne Schwemmlandkruste sich über ein höhlenreiches Gestein breitet. Einstürze können endlich dort entstehen, wo die Krustenbewegung Hohlräume bildet, indem sie die Gesteine auseinander zerrt. Mutmaßlich sind manche Gesteinspartieen, die in Verwerfungen als ganz schmale Gräben abwärts gesunken sind, in offene Verwerfungsklüfte eingebrochen.

Der Mechanismus der Bergstürze ist in den letzten

---

[1]) Buddle, On Depression produced on the Surface of the Ground by excavating Beds of Coal. Trans. London geol. Soc. (2). VI. p. 165.

[2]) Jičinský, Ueber Senkungen und Brüche der Tagesoberfläche infolge des Abbaues von Kohlenflözen. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1876. S. 456, 467.

Jahren namentlich durch Heim [1]) näher bekannt geworden, und sie selbst sind neuerlich mehrfach behandelt worden [2]). Auch aus älterer Zeit liegen recht anschauliche Beschreibungen von einzelnen Bergstürzen vor [3]). Ihre geographische Verbreitung ist nach obigem leicht zu überblicken; sie ereignen sich namentlich dort, wo eine Untergrabung der Gehänge stattfindet, also im Bereiche lebhafter Thalbildung durch rinnendes Wasser und der Kliffbildung durch die Brandung. Begünstigt wird ihr Eintreten in erster Linie durch meteorologische Erscheinungen, speziell durch eine übermäßig große Durchfeuchtung des Bodens; sie gehören deshalb zu den geologischen Erscheinungen nasser Jahre.

3. Die Abspülung.

Ganz wesentlich wird die Bewegung loser auf der Landoberfläche befindlicher Massen durch das auf letzterer herabrieselnde Wasser unterstützt. Dasselbe setzt durch seine Stoßkraft Materialien in Bewegung, welche an sich auf den Gehängen weder herabgleiten noch herabrollen könnten. So entsteht eine Bewegung unter dem vereinten Einflusse der Schwere und der Stoßkraft des Wassers, welche also einen Uebergang zwischen den Massenbewegungen und den Massentransporten darstellt, in ihren Wirkungen aber im wesentlichen den ersteren ähnelt. Das ist die Abspülung. Dieselbe ist ein Hauptfaktor der allmählichen Abtragung der Länder, der Denudation, auch Degradation und Ablation genannt.

An den Gehängen herabrieselnd ergreift das von Regengüssen ablaufende oder bei der Schneeschmelze frei werdende Wasser jene kleineren, durch die Verwitterung vom festen Gesteine losgelösten oder zerkleinerten Par-

---

[1]) Ueber Bergstürze. Neujahrsbl. naturf. Gesellsch. Zürich 1882.

[2]) Vergl. Baltzer, Ueber Bergstürze in den Alpen. Jahrb. Schweiz. Alpenklub. X. 1874/75. S. 409. — Neumayr, Ueber Bergstürze. Zeitschrift des Deutschen u. Oesterr. Alpenvereins. XX. 1889. S. 19.

[3]) z. B. Zay, Goldau und seine Gegend. Zürich 1807.

tikel, die es mit sich schleppen kann, und setzt selbst gröbere Materialien dadurch in Bewegung, daß es sie unterspült. Wie beträchtlich diese Wirkungen sind, kann man namentlich in den Lößgebieten Mitteleuropas wahrnehmen. Ein jeder kräftige Regenguß bewirkt in Oberbayern zwischen Lech und Donau, daß an den sanften, nach Osten geneigten Abhängen beträchtliche Mengen Erdreich herabgeschwemmt werden, die sich dann am Fuße wieder anhäufen, hier die Felder oft dezimeterhoch verschlämmend. Gleiche Erscheinungen wiederholen sich allenthalben, und es wird ihnen durch künstliche Terrassierung vorzubeugen gesucht. Wie gröbere Materialien verschleppt werden, hat man namentlich auf Schutthalden Gelegenheit zu beobachten. Bestehen dieselben nicht aus einer zu lockeren Anhäufung von Material, so sieht man bei jedem Gewittergusse Fragmente, vom Wasser in Bewegung gesetzt, die Halde herabrollen, so daß sich deren Böschungswinkel mindert. Große Blöcke können natürlich an dieser Bewegung nicht teilnehmen, es sei denn, daß sie durch Wegnahme ihrer Umgebung untergraben werden, so daß sie umfallen und ins Rollen geraten.

Man hat es hier mit Erscheinungen zu thun, welche unmittelbar von den Niederschlagsverhältnissen einer Gegend abhängig sind. Je weniger es irgendwo regnet, desto geringer ist die Abspülung, desto weniger unterstützt diese das Herabgleiten loser Materialien, desto steiler sind die Gehänge, auf welchen lose Partikel noch liegen bleiben. Es wird der natürliche Böschungswinkel der Gesteine durch die Abspülung verringert, und die steilsten Gehänge treten daher in den Wüsten auf. Aber nicht bloß die Menge des Niederschlags kommt in Betracht, sondern auch dessen Verteilung. Je größere Wassermassen auf einmal ein Gehänge herabrinnen, desto mehr wird sich deren abtragende Wirkung entfalten können. In dieser Hinsicht ist vor allem der beträchtlichen und eine Zeit lang stetig rinnenden Schmelzwasser einer Schneedecke zu gedenken; das Frühjahr in den Ebenen und der Sommer im Hochgebirge sind in mittleren Breiten die eigentlichen Zeiten der Denudation durch rieselndes

Wasser, und Winde, welche wie z. B. der Föhn ausgedehnte Schneemassen auf einmal zum Schmelzen bringen, verursachen dadurch eine zeitliche Steigerung derselben.

Die Abspülung ist im allgemeinen um so größer, je beträchtlichere Wassermassen sich in Form von Schnee auf dem Lande aufspeichern. Je stärker ferner der einzelne Regenguß ist, desto mehr kann sich die abtragende Wasserkraft entfalten; auch die Regendichte beeinflußt die Größe der Denudation. Unter sonst gleichen Umständen wird das Land mehr abgetragen, dessen Regen in wenigen, aber starken Güssen fällt, als jenes, welches dieselbe Regenmenge gleichmäßig über das Jahr verteilt genießt. In dieser Hinsicht ist ein Vergleich der Flyschregion in den Nordalpen mit jener von Istrien oder der südlichen Pyrenäen sehr lehrreich. Im Gebiete des Niederschlags zu allen Jahreszeiten gelegen, neigt der nordalpine Flysch oberflächlich zu Versumpfungen und gelegentlich zu Rutschungen, im Mediterrangebiete spülen die Winterregen ihn beträchtlich ab, seine Oberfläche ist hier gewöhnlich von Rillen durchfurcht und erscheint selbst dort, wo er bewaldet ist, als ein Gebiet der Wildbachthätigkeit.

Innerhalb ein und derselben Klimaprovinz wechseln Regenhöhe und Regendichte mit der Höhe. Es regnet auf den Bergen mehr und öfter als in den Thälern. Gebiete mit beträchtlichen Höhenunterschieden sind reichlicher und öfter benetzt, als sanft wellige Strecken. Darnach wächst die Intensität der Abspülung einer Gegend mit deren Höhenunterschied. Vor allem aber wird ihre Thätigkeit von dem wechselnden Gesteinscharakter sehr beeinflußt.

Gesteine, welche undurchlässig für Wasser sind, auf welchen daher die gefallene Regenmenge abzüglich des verdunstenden Teiles oberirdisch zum Abflusse kommen muß, werden stärker denudiert als solche, welche permeabel sind und gierig das gefallene Wasser aufsaugen. Die beiden Haupttypen der Sedimentärgesteine werden daher in Bezug auf die Abspülung oder pluviale Denudation eine verschiedene Rolle spielen. Die unverwitterbaren Thone, Schieferthone und Lehme, welche kein Wasser aufzunehmen vermögen, bieten dem auffallenden

Regen nicht bloß staubige Verwitterungsprodukte, sondern auch an sich ein lockeres, leicht bewegliches Material. Sie verlieren nicht bloß ihre Verwitterungskrume, sondern werden auch selbst angegriffen, korrodiert, und werden durchweg stark denudiert. Die Korrosion, welche sie erfahren, liefert da und dort äußerst auffällige Gebilde, welche als Erdpfeiler oder Erdpyramiden, als Demoiselles, Nonnes [1]) bezeichnet werden. Wo nämlich in thonigem Materiale einzelne Gesteinsblöcke eingelagert sind, was namentlich bei Moränen vorkommt, da wird die Korrosion des fallenden Regen nur die thonigen Bestandteile fortführen, die Blöcke aber unangetastet lassen; diese werden nicht nur aus ihrer Umgebung herauspräpariert, sondern schützen auch ihre Unterlage, die als Pfeiler stehen bleibt. Es entstehen Säulen, von einzelnen Blöcken gekrönt, welche so lange bestehen bleiben, als der Block seine Lage innehält.

Am bekanntesten sind in dieser Beziehung die Erdpfeiler am Ritten bei Bozen und an anderen Stellen des Etschthales. Daß es sich bei Entstehung derselben lediglich um den herabfallenden Regen handelt, lehrt nicht bloß die Krönung derselben mit einem Felsblocke, sondern geht auch aus mancherlei Schutzvorkehrungen hervor, welche getroffen werden, um das weitere Umsichgreifen der pluvialen Korrosion zu hindern. Das Schloß Tirol ist durch dieselbe gefährdet, und namentlich ist an ein Wirtschaftsgebäude die Abwaschung des Gehänges bereits nahe herangetreten. Dieselbe wird dadurch zu hemmen getrachtet, daß die in Abwaschung begriffene Wand mit übergreifenden Holzdächern versehen wurde.

Abbildungen eines bisher weniger bekannten Vorkommens von Erdpyramiden bei Segonzano im Fleimserthale gaben Toula [2]) und Weber von Ebenhof [3]). Alle diese Vorkommnisse wie auch jene von Valauria bei Theus im Département Hautes Alpes knüpfen sich an Moränen, während jene von Olette in den östlichen Pyrenäen von Gehängeschutt gebildet werden.

Aehnliche Erdpyramiden wurden namentlich im Westen Nordamerikas mehrfach beobachtet, wo sie den

---

[1]) Surell, Etude sur les torrents des Hautes Alpes. Paris 1841. p. 247.

[2]) Ueber Wildbachverheerungen. 1892. S. 113. Aus den Schrift. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXXII. 1892. S. 499.

[3]) Der Gebirgswasserbau. Wien 1892. S. 164.

Namen zufällige Monumente (accidental monuments) [1]) erhielten, ferner werden sie auch im Himalaya angetroffen [2]). Sie unterscheiden sich von den durch Windkorrosion geschaffenen Pfeilern dadurch, dass sie sich nach unten verbreitern, während letztere nahe ihrer Basis eine Einschnürung zeigen. Hand in Hand mit diesen Erdpfeilern gehen andere Beispiele von Regenkorrosion, sämtlich dadurch kenntlich, daß die festeren Bestandteile aus der angegriffenen Fläche heraustreten und daß diese von senkrecht eingeschnittenen Rillen durchsetzt wird. Sehr richtig bemerkt Gilbert [3]), welcher eine treffliche von Neumayr [4]) reproduzierte Abbildung einer einschlägigen Erscheinung gab, daß dergleichen nie in feuchten Regionen auftreten, und in der That spielt sich hier die Denudation thoniger Materialien ganz anders ab.

Dort, wo der Regen gleichmäßig verteilt in allen Jahreszeiten und namentlich nicht in heftigen Güssen fällt, dort saugt sich der Thon mit Wasser voll, bis er eine schlierige Masse bildet. Dieselbe entwickelt einen so hohen Seitendruck, daß sie nur sehr flache Wände bilden kann, und gibt leicht zu oberflächlichen Rutschungen Veranlassung, die in nassen Jahren besonders häufig werden [5]) und sich dadurch direkt als eine Funktion der Niederschlagmengen darstellen. Aus diesem Grunde kommt es in den nördlichen Kalkalpen nirgends zur Bildung echter Erdpyramiden, welche, wie bereits Yates [6]) bemerkte, namentlich in den Südalpen auftreten. Gelegentlich kann die Durchfeuchtung so stark werden, daß das Erdreich sich in einen Brei verwandelt, welcher

---

[1]) Endlich, On some striking products of Erosion in Colorado. Bull. U. S. geolog. Survey. IV. 1872. p. 831.

[2]) Vergl. die Abbildung Nr. 168, S. 410 in der Allgemeinen Erdkunde von Hann, v. Hochstetter und Pokorny. Vermehrte Ausgabe. 1886. (Unser Wissen von der Erde. I.)

[3]) Wheler, Exploring Expedition. III. p. 84.

[4]) Erdgeschichte. I. S. 408.

[5]) F. Sandberger, Geologische Erscheinungen in nassen Jahren. Gemeinnützige Wochenschrift. 1881. Nr. 37 u. 38.

[6]) The Edinb. New Philos. Journ. 1831. XXI. p. 20.

nach den Gesetzen des rinnenden Wassers abläuft und als Mure oder Rüfe später betrachtet werden wird.

Permeable Gesteine, Kalkstein, Sandstein u. s. w., welche das abrieselnde Wasser bald aufschlucken, leiden weniger als die impermeablen Thone und Schiefer unter der Abspülung. Man hat vielfach Gelegenheit, diesen Gegensatz zu beobachten. Heftige Regengüsse trüben in der Gegend von Wien alsbald die aus dem impermeablen Flysche des Wiener Waldes kommende Wien und beladen dieselbe reichlich mit Gesteinen, während bei denselben Regengüssen die Gewässer des angrenzenden Kalkgebietes (Triesting etc.) fast klar bleiben. Bei München verfärben sich nach Gewittergüssen die Rinnsale der lehmigen Moränenlandschaft, während auf der Schotterfläche die gesamte Niederschlagsmenge aufgeschluckt und als Denudationsmittel außer Funktion gesetzt wird. Ebenso saugt der Quadersandstein der sächsischen Schweiz das auf ihn fallende Wasser auf.

Permeable Gesteine erfahren daher im Gegensatz zu den impermeablen eine äußerst geringe Abspülung, und wo in einer Gegend durchlässige und undurchlässige Gesteine nebeneinander auftreten, werden unter dem Einflusse der fraglichen Vorgänge die durchlässigen Gesteine weniger als die undurchlässigen abgespült. Die ersteren werden Erhebungen, die letzteren Vertiefungen bilden. Nun aber baut sich die ganze Folge der Sedimentärformationen aus einem vielfachen Wechsel permeabler und impermeabler Gesteine auf. Unter dem Einflusse der Abspülung müssen sich demnach verschieden steile Böschungen entwickeln, und zwar muß die Abdachung eines ganzen Komplexes stufenförmig werden.

Bevor das Wasser in den Klüften und Schründen des Kalksteines versiegt, gestaltet es durch seine Fähigkeit, Kalk zu lösen, dessen Oberfläche in wirksamer Weise um. Dort, wo es oberflächlich abrinnt, löst es seine Unterlage; die Bahn, die ein rinnender Tropfen benutzt hat, wird dann einem zweiten vorgeschrieben, und so entstehen allmählich schmale, abwärts laufende Rillen, zwischen welchen das Gestein in scharfen Kanten aufragt. Diese Erscheinung läßt sich zu Aix in der Provence selbst auf Felsblöcken in römischen Stein-

brüchen [1]), in Südtirol auf Trümmern von Bergstürzen beobachten, die in historischer Zeit niedergegangen zu sein scheinen: ein jeder Block ist hier oberflächlich mit solchen Rillen ausgestattet, welche vom höchsten Punkte oder der höchsten Kante ganz regelmäßig abwärts laufen [2]). In diesen Rillen läuft das Wasser abwärts, bis es auf eine ebene Fläche kommt, hier versickert es längs feiner Klüfte; dieselben werden allmählich zu klaffenden Furchen ausgeweitet, zwischen welchen schmale Gesteinsrippen stehen bleiben. Auch diese Rippen ihrerseits tragen Rillen, und schließlich entsteht eine äußerst auffällige Oberflächenform, bestehend aus langgedehnten, schmalen und tiefen Furchen, getrennt durch scharfe Rippen, von deren First kleine Rillen in die Furchen herablaufen, wie parallele Seitenthäler in ein Hauptthal. Das ist das typische Karren- oder Schrattenphänomen (Lapiaz der Franzosen), welchem man überall dort begegnet, wo ausgedehnte Kalkmassen unbedeckt zu Tage treten. Es zeichnet die vegetationslosen Hochplateaus in den Kalkalpen und jene der Pyrenäen aus und kehrt namentlich in den Karstländern wieder; man trifft es in allen Meereshöhen, überall dort, wo der Kalk unmittelbar zu Tage tritt. Manchmal allerdings begegnet man Karren auch in Waldgebieten; hier hat offenbar der Wald von einer früher sterilen Fläche Besitz ergriffen. In solchen Fällen sind die feinen Rippen zwischen den Rillen abgewittert. Die Tiefe der Karrenschründe ist oft ganz erstaunlich. In der Adelsberger Grotte sieht man echte Karren am Höhlendache an einer Stelle, die mindestens 100 m unter Tage liegt.

Nicht jeder Kalk ist in gleichem Maße zur Karrenbildung geeignet. Der „obere Triaskalk“ des Schneeberg- und Raxplateaus in Niederösterreich hat seltener Karren, während dieselben auf den westlich benachbarten Plateaus von Dachsteinkalk sehr häufig sind. Letzterer,

---

[1]) Nach Mousson, citiert bei Heim, Ueber Karrenfelder. Jahrb. Schweiz. Alpenklub. 1877/78. XIII. p. 421.

[2]) Penck, Die Slavini di San Marco bei Rovereto. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien 1886. S. 395.

der Schrattenkalk der Schweiz und Vorarlbergs, sowie die Hippuritenkalke des Südens sind die eigentlichen Träger des Karrenphänomens in Europa. Auch Gips zeigt gelegentlich Karren, ebenso die Schneeoberfläche niederer Breiten, welche als Büßerschnee erscheint (vergl. diesen). Nirgends aber finden sich Karren auf krystallinischen Schiefern, auf Massengesteinen oder anderen unlöslichen Gesteinen.

Letztere Thatsache fällt bei allen Erklärungen über das Karrenphänomen schwer ins Gewicht. Mehrfach, zuletzt von Ratzel[1]), ist dasselbe auf fluviatile Wirkungen zurückgeführt worden, und zwar auf die Thätigkeit eiszeitlicher Gewässer. Mit dieser Erklärung steht sowohl die Beschränkung des Karrenphänomens auf den Kalkstein als auch seine fast universelle Verbreitung auf demselben nicht in Einklang, wie soeben Cvijić zeigte[2]). Die Karren oder Schratten erregten seit langem Aufsehen. Ihnen ist eine ganz vorzügliche Beschreibung eines Anonymus (H. Keller) gewidmet[3]), sowie die schon erwähnte abschließende Monographie von Heim[4]). Karrenähnliche Formen entstehen hier und da auch im Bette von seichten Flüssen, welche eine Kalkschwelle durchbrechen, wie z. B. der Llobregat bei Manresa. Hier sieht man eine Menge von ausgewaschenen Furchen. Rundlicher Boden der letzteren, sowie rundliche Oberfläche der zwischen ihnen aufragenden Rücken unterscheiden diese namentlich von F. Simony[5]) gewürdigten Formen von den echten Karren. Auch an Kalkküsten kommen Karren vor, welche möglicherweise durch Ueberspülung seitens der Brandung entstanden sind; Cvijić behandelt dieselben näher.

Auf den verwitterbaren krystallinischen Massen- und Schiefergesteinen folgt die Abspülung im wesentlichen der Verwitterung. Das rinnende Wasser bemächtigt sich der grusigen oder lehmigen Verwitterungsprodukte soweit als möglich, nämlich so lange, als es abwärts fließen

[1]) Ueber Karrenfelder im Jura und Verwandtes. Dekanatsschrift. Leipzig 1891.

[2]) Das Karstphänomen. Geogr. Abh. Wien. V. 3. 1893. S. 221: Die Karren.

[3]) Bemerkungen über Karren und Schratten in den Kalkgebirgen. Neujahrsblatt naturf. Gesellsch. Zürich. 1840.

[4]) Ueber Karrenfelder. Jahrb. Schweiz. Alpenklub. XIII. 1877/78. S. 421.

[5]) Beiträge zur Physiognomik der Alpen. Zeitschr. f. wissensch. Geogr. V. 1885. S. 33 (37).

kann. Es legt auf Abhängen die von der Verwitterung eingeschlagenen Bahnen bloß und kann dabei unter Umständen äußerst merkwürdige Formen aufdecken. Dort, wo die Verwitterung längs Klüften fortschreitet, werden die letzteren allmählich in Furchen oder Rinnen umgewandelt werden, und dort, wo zwischen verwitterten Partieen sich manche Kerne frisch erhalten haben, werden dieselben ausgewaschen und bleiben als lose Blöcke liegen. Gehänge verwitterbarer Gesteine bedecken sich unter dem Einflusse der Abspülung mit großen Blöcken, welche keinen beträchtlichen Transport erfahren. Namentlich an das Auftreten des Granits und verwandter Massengesteine knüpft sich das Vorhandensein von Blockmeeren. Partieen, welche vermöge ihrer Struktur oder chemischen Beschaffenheit schwerer verwitterbar sind, als daneben befindliche, trotzen der Abspülung und gestalten sich allmählich in oft bizarr gestaltete Felspartieen um, im Harze Klippen, sonst auch Steine, in England Tors genannt, welche häufig Steinschüsseln tragen (vergl. S. 216). Aber auch in diesen Partieen spült das Wasser die längs der Klüfte entstehenden Verwitterungsprodukte aus, und vielfach erscheinen dann die weniger angegriffenen Partieen als lose aufeinander gelagert. Zwängt man sich in diese Klüfte, so kann man jedoch durchweg bemerken, daß dieselben sich bergwärts an einer Stelle schließen, wo grusige Verwitterungsprodukte entgegentreten.

Einschlägige Beobachtungen lassen sich, wie bereits Goethe[1]) zeigte, namentlich auf der Louisenburg unweit Wunsiedel im Fichtelgebirge machen. Gewisse Granitpartieen sind hier stark verwittert, andere nicht, und diese letzteren bilden feste, sackförmig gestaltete Partieen im weichen Gruse. Derselbe wird an den Rändern fortgespült, und die Blöcke bleiben in oft kühnen Stellungen scheinbar lose aufeinandergehäuft liegen. Rings um diese Felsklippe herum liegen einzelne große Blöcke in gelbem Gehängelehm eingebettet. Dieselben haben möglicherweise eine kleine Wanderung bereits ausgeführt (vergl. S. 221), vielleicht sind sie gelegentlich

---

[1]) Die Louisenburg bei Alexandersbad. 1820. Werke. Berlin. XXXIII. S. 428.

von den angrenzenden Felspartieen herabgestürzt, die sich aber seit Menschengedenken nicht geändert haben sollen.

Gute Beschreibungen der Block- und Klippenbildungen auf Granit gaben Lipold[1], v. Hochstetter[2] und Gümbel[3]) aus dem südlichen böhmischen Massive. Die besonders großartige Blockbildung der Sierra de Guadarrama würdigte Casiano de Prado[4], und de Cortázar[5] gab eine treffliche Illustration dortiger Vorkommnisse, die so ausgedehnt sind, daß hier und da die Gebirgskämme im Profile wie knotig erscheinen.

Die Wirkung der Abspülung ist eine begrenzte. Es treten meist nur sehr dünne Wasserfäden in Thätigkeit, und dementsprechend ist die entwickelte Stoßkraft klein. Dieselbe bemächtigt sich daher vorzugsweise der kleinsten Verwitterungsprodukte. Das rieselnde Wasser kann ferner nur abwärts rinnen. Es vermag daher sackförmig nach unten eingreifende verwitterte Partieen nicht auszuschwemmen, während solche durch heftigen Wind ausgefegt werden können. Die Abtragung aller Gesteine wird hierdurch geregelt: Ein leicht verwitterbares Gestein kann durch das rieselnde Wasser nur bis in das Niveau einer Schwelle schwer zerstörbaren Gesteines denudiert werden, über welche die Wasser abfließen können. Die Höhe dieser Schwelle ist die Basis, bis zu welcher alle darüber gelegenen Gesteine abtragbar sind. Der Betrag der Abtragung höher gelegener Gesteine wird sohin bestimmt durch die Widerstandsverhältnisse tiefer gelegener, und alle Gebiete, welche der Abspülung ausgesetzt sind, nehmen eine streng regelmäßige Physiognomie an: sie zeigen eine bestimmte Abdachung, deren Neigung im einzelnen durch den Gesteinscharakter be-

---

[1]) Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich von der Donau. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst. III. 1852. H. 3. S. 35.

[2]) Geognostische Studien aus dem Böhmerwalde. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanst. V. 1854. S. 1. VI. 1855. S. 10.

[3]) Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. S. 307.

[4]) Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. 1864. p. 57.

[5]) Descripción de la provincia de Segóvia. Bol. Com. geológ. Madrid 1891. p. 114.

stimmt wird. Diese Abdachung richtet sich dahin, wohin das rieselnde Wasser, dem Zuge der Schwere folgend, gelangt. Bei weitem in den meisten Fällen sind es ständig fließende Wasseradern, nach welchen es sich richtet, nämlich Bäche, Flüsse und Ströme, und diese nehmen in der Regel auch die Abspülprodukte mit sich fort, weswegen letztere nur ausnahmsweise als Schwemmhalden oder Schwemmkegel zur Ablagerung gelangen.

Die gesamte Wirksamkeit der Abspülung besteht in einer Förderung der einfachen Massenbewegung, welche sie beim Nivellieren der Erdoberfläche kräftig unterstützt, ohne daß es jedoch irgendwo zu einer völligen Verebnung der letzteren kommt. Da die Abspülung kein einziges von ihr ergriffenes Partikel aufwärts zu bewegen vermag, so hat sie vor allem Herstellung gleichsinniger Abdachungen zur Folge. Die Tendenz der Abspülung ist eine entschieden wannenfeindliche, und Wannengebiete können sich im allgemeinen nur dort erhalten, wo die Thätigkeit der Abspülung aussetzt, wo das Wasser von der Landoberfläche verschwindet, entweder infolge von Verdunstung oder durch Einsickern in den Boden. Im letzteren Falle kann die Abspülung allerdings Wannen bilden, indem sie das abrieselnde Wasser bis dahin begleitet, wo es sich in das Innere des Gesteines ergießt. Sie bildet dann rings um das Schlundloch herum nach diesem gerichtete Abdachungen, also einen Trichter. Derartige Trichter sind ungemein bezeichnend für Gebiete subterraner Entwässerung und gehören als Dolinen neben den Karren zu den charakteristischen Merkmalen der Oberfläche von Kalkstein und Gips.

Gehemmt wird die Entfaltung der Abspülung durch die Bekleidung des Bodens mit Vegetation. Bereits J. A. de Luc [1]) hat auf die wichtige Rolle der letzteren als Bodenschutz hingewiesen, ja er war sogar geneigt, die Abspülung überhaupt deswegen in Frage zu ziehen. Später hat man namentlich dem Walde in dieser Hinsicht großen Einfluß eingeräumt, und eine umfangreiche Litte-

[1]) Lettres physiques et morales. II. Amsterdam 1779. p. 41—46.

ratur hat sich über den Einfluß der Entwaldung auf die Bodenverhältnisse entwickelt [1]).

In der That kann darüber nicht der mindeste Zweifel herrschen, daß der Wald den Einfluß der Abspülung so gut wie aufzuheben vermag. Nahezu ein Viertel des fallenden Regens wird von den Kronen der Bäume aufgefangen [2]) und gelangt erst nach und nach zum Boden. Hier aber saugt die vorhandene Streu 130—260 % ihres Gewichtes Wasser auf, und die Moosdecke absorbiert ein Mehrfaches ihres Gewichtes von Wasser [3]). Fein verteilt durch die Baumkronen fällt der Regen zu Boden und erreicht hier nicht das Erdreich selbst, sondern eine darübergelegte Decke von verwesendem Materiale, die ihn aufschluckt und erst allmählich das Wasser an seine Unterlage abgibt, so daß ein Abrieseln so gut wie ausgeschlossen ist. Auch die Schneeschmelze erfolgt im Walde sehr langsam und erzeugt nur selten größere oberflächlich abfließende Wassermengen [4]). Der Wald gilt mit Recht unter solchen Verhältnissen als ein Beförderer der Quellenbildung; die auf ihn gefallenen Wasser, soweit sie nicht sofort verdunsten, entfalten im Boden ihre chemische Wirkung, die vielfach durch Humussäure, mit der sie sich beladen, noch gesteigert wird. An der Abspülung aber beteiligen sie sich nicht oder nur sehr wenig.

Moore und Tundren, sowie ausgedehnte Rasenflächen, welche das ganze Jahr über grün sind, wirken in gleicher Richtung, und es wird daher die künstliche Berasung neben der Aufforstung zur Abhilfe der Abspülung empfohlen [5]). Anders aber jene Rasendecke, welche nur zeitweilig, wie z. B. in den Steppen, vorhanden ist, im Frühjahre sich rasch entwickelt und im Sommer verdorrt, so daß der nackte Boden dann zum Vorschein kommt. Dieser pflegt dann leicht der Abspülung zeitweilig eintretender Regenmassen unterworfen zu sein. Das Ab-

---

[1]) R. Heß, Ueber Waldschutz und Schutzwald. Deutsche Zeit- und Streitfragen. N. F. III. 1888. Heft 38.

[2]) Vergl. Weber in Lorey, Handbuch der Forstwissenschaft. Tübingen 1888. I. S. 53.

[3]) E. Ebermayer, Die gesamte Lehre der Waldstreu. Berlin 1876. S. 173 ff.

[4]) Woeikof, Der Einfluß einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter. Geogr. Abh. III. 3. Wien 1889. S. 69.

[5]) Demontzey, Studien über die Arbeiten der Wiederbewaldung und Berasung der Gebirge. Deutsch von v. Seckendorff. Wien 1880.

brennen großer Grasflächen, wie es in Mittelafrika und Nordamerika vielfach geübt wird, bringt gleichfalls den nackten Boden hervor, welcher dann leicht fortgeschwemmt werden kann. Kahles Erdreich höherer Breiten und der Hochgebirge, sowie nackter Wüstenboden, welche der Vegetationsdecke größtenteils oder gänzlich entbehren, sind naturgemäßerweise den heftigsten Abspülungen ausgesetzt.

Je zusammenhängender und dichter das Pflanzenkleid eines Landes, desto mehr ist dasselbe vor der Abtragung durch rieselndes Wasser geschützt. Die Entfaltung jenes Pflanzenkleides aber steht bekanntlich mit den Niederschlagsverhältnissen in Beziehung. Wald und ständige Grasdecke knüpfen sich an feuchte Klimate, und diese umfassen auch naturgemäß die Gebiete stärkster Abspülung. Es sind also gerade diejenigen Länder vor Abtragung durch rieselndes Wasser geschützt, die derselben am meisten ausgesetzt wären; umgekehrt knüpfen sich die Steppen und Wüsten an trocknere Regionen, in denen die Abspülung gering ist oder aussetzt. Damit ist aber nicht unbedingt G. R. Gilbert[1]) beizupflichten, welcher annimmt, daß die Abspülung sowohl in regenreichen Klimaten als auch in trockenen Klimaten gering ist, und bei mittleren Niederschlagsverhältnissen die Abtragung ein Maximum aufweist, denn es gibt auch niederschlagsreiche Gebiete, welche vegetationslos sind, und zwar auf Grund ihrer Temperatur, wie die höheren Breiten und Hochgebirge. Hier muß die Abspülung ihre allergrößte Entfaltung nehmen, zumal da auch hier ein Teil der Niederschlagsmenge als Schneedecke aufgespeichert wird und dann schnell zum Abflusse gelangt.

Die Vegetationsdecke eines Landes ist aber nur ein Kleid desselben, welches leicht Schwankungen ausgesetzt ist. Geringe Klimaänderungen genügen, um den Wald durch eine Steppe zu verdrängen und den Boden, der eine Zeitlang vor Abspülung geschützt war, derselben preis-

---

[1]) Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. S. 105.

zugeben, so daß, wenn auch momentan die Abspülung auf großen Strecken eine äußerst unbeträchtliche ist, dieselbe doch leicht wieder eintreten kann. Die Vegetationsdecke aber ist nicht bloß ein Schutz vor dem Einfluß des rieselnden Wassers, sondern auch vor dem des Windes, welcher in ähnlicher Weise wie jenes die lockere Bodenkrume zu transportieren vermag.

Die Thätigkeit der Abspülung ist auf das innigste mit der der Flüsse verknüpft; denn diese sind es, welche das abgespülte Material weiter verfrachten. Es bietet daher die Betrachtung der Flüsse aufs neue Gelegenheit, auf die Abspülung zurückzukommen. Seitdem Guettard[1]) den Einfluß des Regens auf die „Degradation" der Berge untersuchte, ist diese Frage oft behandelt worden.

Kapitel IV.

Die Massentransporte.

1. Allgemeine Bemerkungen.

Alle Verfrachtungen losen Materiales, welche mit Hilfe eines bestimmten Transportmittels geschehen, seien Massentransporte benannt. Das Transportmittel ist ein sich bewegender, meist fließender Körper, nämlich vor allem die Luft, das fließende Wasser sowie das Gletschereis. Gegenüber den hierdurch bewirkten Massentransporten verschwinden alle anderen, z. B. die durch den Schuttstrom eines Bergsturzes ausgeübten. Die Wirkung eines jeden Massentransportes ist eine zweifache. Sie besteht in einer Wegnahme von Materialien, sowie in einer Wiederablagerung derselben, zwei Vorgänge, welche als Erosion und Akkumulation bezeichnet werden. Die Erosion setzt sich zusammen aus der Fortführung

---

[1]) Mémoires sur différentes parties de la physique. Paris 1774. III. 5me mém.

der in der Bahn der Massentransporte befindlichen bereits gelockerten Trümmer, namentlich der bereits eine Strecke weit transportierten Materialien, und aus einer Abnutzung der Bahnen, in welchen sich die Massentransporte bewegen. Letzterer Vorgang wird auch Korrosion genannt.

Gleichbedeutend mit dem Worte Erosion wird vielfach, z. B. von Archibald Geikie[1]), auch das Wort Denudation[2]) gebraucht; streng genommen sollte man aber mit dem Begriffe der Denudation, so wie es im Worte liegt, den der stetigen Entblößung frischen Gesteines von seinen Verwitterungsprodukten, sohin den einer Abtragung, sei es durch Massenbewegungen, sei es durch Massentransporte, verbinden, während man unter Erosion auch die Ausnagung frischer Gesteine lediglich durch Massentransporte zu verstehen hat. In diesem Sinne werden in der That auch in deutschen Werken[3]) beide Wörter zur Bezeichnung verschiedener Vorgänge gebraucht, und meist wird mit dem Begriffe der Denudation zugleich der einer mehr flächenhaften, mit dem der Erosion der einer mehr linearen Wirkung verknüpft. Während einige Geologen, wie z. B. B. Studer[4]), G. K. Gilbert[5]), als Erosion sowohl die Auflockerung der Gesteine durch Verwitterung, als auch die Fortführung derselben bezeichnen, wird gelegentlich, z. B. von v. Hauer[6]) und v. Hochstetter[7]), der Begriff eingeengt auf die Aushöhlung des Untergrundes eines Flußbettes, also auf bloße Korrosion. Auf letztere hat Gilbert neuerlich besonders hingewiesen und den Begriff scharf fixiert. Ihm folgte v. Richthofen[8]). Beide schreiben Korrasion, ältere französische Geologen gebrauchten für den gleichen Begriff das Wort Korrosion.

Bewirkt wird der Massentransport durch den Stoß, welchen das bewegende Medium auf Teile der Erdkruste

---

[1]) Text-book of Geology. London 1885.

[2]) Penck, Die Denudation der Erdoberfläche. Schriften des Vereins zur Verbreit. naturwiss. Kenntnisse. Wien 1887. De la Noë et E. de Margerie, Les formes du terrain. 1888. p. 9.

[3]) Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig 1884. S. 234. — S. Günther, Geophysik. II. 1885. S. 630.

[4]) Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie. I. Bern, Chur und Leipzig 1847. S. 333.

[5]) Report on the Geology of the Henry Mountains. p. 100.

[6]) Geologie. Wien 1878. S. 128.

[7]) Hann, v. Hochstetter und Pokorny, Allgemeine Erdkunde. 3. Aufl. Prag 1883. S. 316.

[8]) Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 136.

ausübt. Seine Größe ist daher abhängig einerseits von der lebendigen Kraft des Transportmittels, sowie von der Art und Weise, wie dasselbe auf die zu verfrachtenden Materialien stoßen kann, andererseits wird sie bestimmt von dem Gewichte der letzteren, sowie von der Art des Transportes, ob derselbe in einem Gleiten, Rollen oder Schweben besteht.

Die lebendige Kraft des Transportmittels ist von dessen Masse und dem Quadrate seiner Geschwindigkeit abhängig. Hiernach verhalten sich die lebendigen Kräfte gleicher Volumen Luft, Wasser und Eis, welche sich gleich schnell bewegen, wie 1,293 : 1000 : 900, und falls die lebendigen Kräfte gleich großer Volumina von Luft, Wasser und Eis gleich groß sein sollen, so müssen sich deren Geschwindigkeiten verhalten wie 27,81 : 1 : 1,05. Handelt es sich um Flüssigkeiten, so ist der von denselben auf eine Fläche ausgeübte Stoß proportional der letzteren. Je größer die Fläche also ist, welche sich der Bewegung von Wasser oder Luft entgegenstellt, desto größer ist auch der auf sie ausgeübte Stoß. Sobald jedoch solche Hindernisse umflossen werden können, so wird der auf sie ausgeübte Stoß immer nur proportional einem Bruchteile der Stoßfläche, und dieser ist um so kleiner, je geringer die Kohäsion der Flüssigkeit ist. Eine sich bewegende Wassermenge übt daher auf bestimmte Sandkörner oder Gerölle einen größeren Stoß aus, als eine 27,8 mal rascher sich bewegende Luftmasse. Ueberdies wird die Größe des Stoßes um so geringer, je mehr die Gestalt der Hindernisse das Umfließen begünstigt; spitze Trümmer werden leichter umflossen als stumpfe oder flache. Bei absolut starren stoßenden Körpern besteht keine Beziehung zwischen der Größe der Fläche, auf welche gestoßen wird, und der Größe des ausgeübten Stoßes. Das Gletschereis ist weder ein absolut starrer noch ein sehr flüssiger Körper. Es stößt zwar nicht mit seiner gesamten lebendigen Kraft auf ein Hindernis, aber der ausgeübte Stoß kann proportional einem Vielfachen der Stoßfläche gesetzt werden.

Die Hindernisse, welche lose Materialien dem Massen-

transporte entgegenstellen, sind ihrem Gewichte proportional. Handelt es sich dabei um Massentransporte durch Flüssigkeiten, so kommt nur die Gewichtsdifferenz zwischen dem Materiale und einem gleich großen Flüssigkeitsvolumen in Betracht. Gleich große Gerölle setzen daher in bewegtem Wasser, z. B. in einem Flusse, dem Transporte weit geringeren Widerstand entgegen, als bei einem gleich großen Windstoße in der Luft. Außerdem ist klar, daß wohlgerundete Gerölle leichter wandern, als eckige Geschiebe, und daß der Transport abwärts leichter geschieht als aufwärts.

2. Windwirkungen.

a) Größe des Windtransportes.

Jeder Massentransport erfolgt auf Kosten der lebendigen Kraft des Transportmittels. Je mehr Gerölle das Wasser in Bewegung setzt, desto geringer muß seine eigene lebendige Kraft, beziehentlich seine Geschwindigkeit werden, und gleiches gilt von der Luft. Bei der Geringfügigkeit der transportierten Massen gegenüber den transportierenden kommt dies aber kaum zur Geltung.

Ist die bewegte Luft auch wegen ihrer geringen Dichte weit weniger zu Massentransporten geeignet, als rinnendes Wasser, so vermag sie doch wegen ihrer großen Geschwindigkeit und wegen ihrer universellen Verbreitung sehr bedeutende Verfrachtungen loser Materialien, sowie große Korrosionen auszuführen. Die Beobachtung lehrt, wie gewöhnliche leichte Winde allenthalben Staub aufzuwirbeln vermögen, wie stärkere Winde groben Sand bewegen, und wie Stürme kleine Gerölle vorwärts schleudern. Mehrfach hat man „Steinregen“ beobachtet, dadurch hervorgerufen, daß die Luft aufgewirbelte Steinchen fallen ließ. Bei einem solchen Steinregen fielen z. B. am 6. Juni 1891 im Département der Aube Kalksteinchen von 25—35 mm Durchmesser, die einen Weg von 150 km

zurückgelegt haben dürften[1]). Bei Orkanen sind selbst Steine von über 1 kg Gewicht bewegt worden.

Versuche über das Verhältnis von Windgeschwindigkeit und Korngröße des Materiales stellte Sokolow[2]) an. Er häufte Sand unter verschiedenen Böschungen an und bestimmte die Geschwindigkeit eines Luftgebläses, bei welchen die Körner in Bewegung gesetzt wurden. Seine Ergebnisse sind:

Korngröße des Sandes mm	Neigung der Sandoberfläche	Geschwindigkeit des Luftstromes m	Bewegung
0,25—0,1	0°	6	Schwach beginnend
	0	7,5	Außerordentlich stark
0,5—1	0	10	Beginnend
	5	8,5	"
	10	7,5—8,5	"
	15	7	"
1—2	0	11	Keine
	3	11	Keine Bewegung, nur Zittern einzelner Körner
	10	10	Keine Bewegung, nur Zittern einzelner Körner
	15	9—9,5	Einzelne Körner
	35	7,5	Kleinste Körner schwach
	35	9	Kleine Körner
	35	11	Sehr stark

Je größer die Stärke des Windes einer Gegend, desto mehr kann sich dessen transportierende Thätigkeit entfalten, vorausgesetzt, daß sich dem Winde Angriffspunkte bieten und er die Verwitterungsprodukte unmittelbar erfassen kann. Dies ist nur dort ausgiebig möglich, wo letztere unmittelbar zu Tage liegen, während dort, wo eine dichte Vegetationsdecke das Land überkleidet, eine Denudation durch den Wind sehr gehemmt ist. In Waldgebieten und im Bereiche der großen Torfmoore streicht der Wind ohne Einwirkung auf die Oberfläche dahin; an

---

[1]) St. Meunier, Sur une pluie de pierrailles calcaires récemment survenue dans le département de l'Aube. C. R. CXIII. 1891. p. 100. Meteor. Zeitschr. 1891. S. 440.

[2]) N. A. Sokolow, Die Dünen. Trudi naturf. Gesellsch. St. Petersburg. XVI. 1884. (Russ.) S. 271. — Vergl. anch Venukoff, Sur les résultats recueillis par M. Sokoloff concernant la formation des dunes. C. R. C. 1885. p. 472.

vegetationsarmen oder vegetationsleeren Stellen hingegen entfaltet er sich in aller Kraft. Die Wüsten und Hochgebirgsregionen, der flache Strand des Meeres, welcher durch die Wellenbewegung bald benetzt ist und bald wieder trocken liegt, ebenso die Ueberschwemmungsbetten von Flüssen, ferner die Steppen- und Ackergebiete, welche zu manchen Jahreszeiten nacktes Erdreich darbieten und nur zeitweilig sich mit Vegetation bedecken, das sind die eigentlichen Gebiete der Massenverwehung.

Gerade in diesen Gebieten findet auch eine lebhafte Gesteinszertrümmerung statt, nämlich in den Wüsten und auf den Gebirgsrücken durch die Thätigkeit der mechanischen Verwitterung, am Meeresstrande durch die Thätigkeit der Brandung, so daß immer neues Material entsteht, das der Wind verwehen kann, und daß hier eine starke Denudation sich zu entfalten vermag, welch letztere Walther[1]) jüngst Deflation nannte. Derartige Gebiete charakterisieren sich durch den Mangel aller feinkörnigen, staubigen Materialien, vielfach auch durch den Mangel an Sand. Große Wüstenstrecken sind ausschließlich überdeckt mit groben Gesteinsscherben, welche durch mechanische Verwitterung losgelöst und durch häufigen Temperaturwechsel vielfach zersprengt sind. Das ist die Hammâda der Sahara [2]) und von Arabien, auch Gebel, Gebirge genannt [3]). Sand und Staub fehlt hier ebenso wie auf allen nackten Gebirgskämmen, wie endlich auch Staub am Meeresstrande.

Das Transportvermögen des Windes wird wesentlich dadurch gehemmt, daß derselbe stoßweise weht. Die bewegende Luft findet an der Erdoberfläche tausenderlei Widerstände, welche ihre Geschwindigkeit verlangsamen, während die höheren Schichten sich ungehindert bewegen. Es bleiben daher die untersten Partieen hinter den oberen zurück, und letztere fallen dann gelegentlich zu Boden, sich gleichsam vor die zurückgebliebenen unteren Schichten

---

[1]) Die Denudation in der Wüste. S. 38.

[2]) Vergl. K. A. Zittel, Die Sahara. Paläontographica. XXX. 1883.

[3]) Euting, Reise in Innerarabien 1883/84. Verhdlgn. Gesellsch. f. Erdkde. Berlin 1886. S. 262 (265).

werfend. In diesen hat ein und dasselbe Luftteilchen die verschiedensten Geschwindigkeiten in kurz aufeinanderfolgenden Zeiten. Dementsprechend variiert seine Stoßkraft, und der Wind läßt größere Gegenstände, die er ergriffen, alsbald liegen. Hat er, wie sich oft am Meeresstrande beobachten läßt, sich streckenweise so mit Sand beladen, daß ein förmliches Sandtreiben von statten geht, so mindert sich bald seine Geschwindigkeit, der Sand fällt zu Boden, um vielleicht vom nächsten Stoße wieder ergriffen und weiter verweht zu werden, vielleicht aber auch um liegen zu bleiben. Alsdann entsteht eine unbeträchtliche Erhebung, die auf jeden kommenden Stoß als Hindernis wirkt und denselben zur Sandabgabe veranlaßt. Allmählich wächst die Sandablagerung und wird zur Düne.

b) Sand- und Staubtransport.

Dünen entstehen überall dort, wo der Wind ein leicht bewegliches, nackt daliegendes Material vorfindet, welches zu grobkörnig ist, um im allgemeinen hoch in die Luft erhoben zu werden, das aber bei lebhafter Luftbewegung sofort fortgeweht wird. Sande von 1—2 mm Korngröße sind bei den herrschenden Windstärken das eigentliche Dünenmaterial. Dünen begleiten keineswegs allein den Meeresstrand, wie gelegentlich ausgesprochen worden ist, sondern gehören zu den typischen Erscheinungen im Innern der Festländer. Sie kehren in allen Wüsten in der Nachbarschaft der Kieswüsten wieder, sowie namentlich dort, wo Sandstein ansteht, welcher sich durch mechanische Verwitterung in Sand auflöst; sie begleiten die sandigen Anschwemmungen der großen Flüsse und finden sich auf großen Sandgebieten selbst in regenreichen Gebieten. Hiernach kann man Meeres-, Fluß- und Kontinentaldünen unterscheiden.

Die Bildung der Dünen erfolgt nach denselben Regeln wie die der Schneewehen. Sie knüpfen sich an eine Verlangsamung der Windbewegung durch irgend welches Hindernis. Vor demselben wird Sand angeweht, neue

Windstöße führen neuen Sand herbei, wehen ihn auf die gebildete Böschung hinauf und lassen ihn hinter derselben fallen, wo sich der Sand nach seinem natürlichen Böschungswinkel ablagert. Ist das Hindernis unbedeutend, so kann es ganz vom Sande überweht werden, ist es beträchtlich, so lehnt sich die Düne an dasselbe an, stets jedoch unter Belassung eines Zwischenraumes, welcher durch einen Luftwirbel zwischen Düne und Hindernis offen gehalten wird. Das Hindernis kann gelegentlich fast unmerklich sein; es kann durch einen Wechsel in der Beschaffenheit der Erdoberfläche bedingt werden, z. B. an den Grenzen von Wasser und Land; in der Regel besteht es in niedrigem Gesträuche oder Gebüsche.

Dort, wo der Seewind auf einen flach geneigten Strand emporweht, verringert sich seine Geschwindigkeit, und er muß den aufgewirbelten Sand niederfallen lassen; Dünen begleiten daher den sandigen Strand in großer Regelmäßigkeit und folgen jeder Einzelheit in dessen Verlauf. Entsprechend verhält es sich mit der Bildung von Dünen an den Ufern von Seen oder großer Flüsse, namentlich derjenigen, welche, wie Gletscherströme, sehr sandreich sind [1]) oder wie die Steppenflüsse zeitweilig ihr sandiges Bett trocken daliegen lassen. Am großartigsten aber ist die Entwickelung der Dünen in den Trockengebieten der Erde, wo sie sich nicht bloß an besondere Hindernisse knüpfen, sondern, den Sandbänken eines Flusses vergleichbar, den Boden des Landes bedecken, ganze Landschaften bildend. (Vergl. Dünenlandschaften.) Das Material fast aller Kontinentaldünen ist Quarzsand, und zwar auch solcher Dünen, die fern von Quarzsand und Sandstein, sowie von quarzhaltigen Urgebirgsgebieten auftreten. Es hat dies seinen Grund darin, daß die meisten anderen Mineralien bei dem lebhaften Transporte durch den Wind so stark korrodiert werden, daß sie in Staub aufgelöst werden. Dieser letztere schlägt sich auch in den Kontinentaldünen nieder, welche hier und da leh-

---

[1]) Ueber Staub in der Nachbarschaft von Gletscherflüssen. Vergl. Jensen, Meddelelser om Grönland. II. p. 144.

mige Einlagerungen besitzen, die den Küsten und Flußdünen fehlen [1]).

Staub entsteht auch bei der Korrosion fester Gesteine durch Windwirkungen und hat im allgemeinen andere Schicksale als der Sand. Er wird schon von leichten Winden aufgewirbelt und vermag sich lange Zeit in der Luft schwebend zu erhalten. Sehr bezeichnend ist die hierdurch bewirkte Trübung der Luft für alle Gebiete mit dünnem Pflanzenkleid. Regelmäßig ist die Erscheinung in Aethiopien (Qobar), Nordafrika und in Spanien (Callina) [2]), sowie namentlich in Zentralasien [3]). Wie groß auch andernorts die Menge von Staubteilchen in der Luft ist, hat Aitken [4]) gezeigt. Dieselben werden meist durch Regengüsse zu Boden gefällt.

Staubfälle sind häufig in der Nachbarschaft jener Gebiete, in welchen eine lebhafte äolische Erosion stattfindet. Zur Regel gehören dieselben im Passatgebiete des Atlantischen Ozeans, wo der Staub der Sahara gelegentlich bis 2400 km weit von der Küste angetroffen wurde [5]). v. Fritsch [6]) veranschlagt eine 1863 in der Gegend der Kanarien gefallene Staubmasse auf 3 944 000 cbm, einem Gesteinwürfel von 2 000 000 cbm und einem Gewichte von fünf Milliarden Kilogramm entsprechend.

Daß auch in unserm regenreichen Klima und unserm mit Vegetation fast durchweg bedeckten Lande Staubfälle nicht gerade

---

[1]) Sokolow, Die Dünen. Trudi der Petersburger naturf. Gesellsch. 1884. XVI. S. 1—286.

[2]) Müller-Pouillet, Lehrbuch der kosmischen Physik. Braunschweig 1875. S. 385.

[3]) Vergl. L. v. Lóczy, Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien. Wien. I. 1893. S. 526, sowie die Zusammenstellung einschlägiger Beobachtungen bei Wegener, Versuch einer Orographie des Kwen-lun. Z. G. f. E. 1891. S. 191 (199).

[4]) On the Number of Dust-Particles in the Atmosphere in certain Places in Great Britain and on the Continent. Proc. R. Soc. Edinb. XVII. 1889/90. p. 193.

[5]) L. E. Dinklage, Die Staubfälle im Passatgebiete des Nordatlantischen Ozeans. Annalen d. Hydrographie. 1886. S. 69 ff. 1888. S. 145.

[6]) Allgemeine Geologie. S. 212.

zu den Seltenheiten gehören, hat man nicht bloß während des Sommers Gelegenheit zu beobachten, wenn sich allenthalben, besonders in Ackerbaudistrikten, Staub fühlbar macht, sondern namentlich auch im Winter, wenn sich auf weißer Schneedecke eine dünne Staublage einstellt [1]) oder gar gefärbter Schnee fällt. Die Litteratur über solche Vorkommnisse hat Carl Freih. v. Camerlander [2]) gelegentlich der Beschreibung eines der letzten solchen Staubfälle zusammengestellt, welcher am 5. Februar 1888 Oesterreichisch-Schlesien betraf und sich über 8125 qkm erstreckte. Der Staub, welchen Nordenskjöld auf dem grönländischen Binneneise beobachtete und als kosmischen deutete, ist nach Wülfing [3]) solchem tellurischen mitteleuropäischen Staub an die Seite zu stellen.

Ist im allgemeinen die Nacktheit des Landes die Vorbedingung für die Aufwirbelung von Staub, so begünstigt andererseits das Vorhandensein einer reichlichen Vegetation, welche die Windbewegung sehr hemmt und den Staub vor einem erneuten Verwehen schützt, die Wiederablagerung desselben. Die bewachsenen Umgebungen der Wüsten sind die Ablagerungsgebiete des Wüstenstaubes; ihr Boden wächst durch allmähliches Anfliegen und wird überkleidet mit Löß. Derselbe breitet sich wie der Staub, aus dem er hervorgegangen, deckenförmig über das Land aus, alle Geländeformen verhüllend. Namentlich kommt er auf sanft geneigten Gehängen, weit seltener in den Ebenen zur Ablagerung. Seine Oberfläche ist allenthalben sanft wellig, gleichsam zusammengesetzt aus flachen Haufen. Dort, wo die Ablagerung noch rasch fortdauert, finden sich sogar kleine Lößdünen [4]). Nach den Gebieten der äolischen Erosion hin geht der Löß unmerklich in Flugsand [5]) über. Reichlicher Gehalt an chemisch verwitterbaren, sogar löslichen Substanzen, wie

---

[1]) Vergl. A. Sauer und Th. Siegert, Ueber Ablagerung rezenten Lößes durch den Wind. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XL. 1888. S. 575.

[2]) Der am 5. und 6. Februar 1888 in Schlesien, Mähren und Ungarn mit Schnee niedergefallene Staub. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1888. S. 281.

[3]) Beiträge zur Kenntnis des Kryokonit. N. Jahrb. f. Min. u. Geolog. Beilageband VII. 1890. S. 152.

[4]) v. Lóczy, a. a. O. S. 526.

[5]) Vergl. Chelius und Vogel, Zur Gliederung des Löß. Neues Jahrb. f. Min. 1891. I. S. 104.

z. B. Kalk, zeichnen den Löß vor den Lehmen der chemischen Verwitterung aus.

Die Bedeutung des Windes für den Staubtransport und für die Bildung der Ackererde hat bereits 1776 J. A. de Luc[1]) gewürdigt. Nach Dolomieu und de Rozière (1804) wächst der Boden Aegyptens nicht bloß durch Nilschlamm, sondern auch durch herbeigewehten Wüstenstaub. Auch Elie de Beaumont[2]) behandelte den Staubtransport unter den wichtigen Massentransporten, und Aug. Bravard[3]) führte 1857 die Entstehung des Pampaslehmes auf dieselben terrestren und atmosphärischen Umstände zurück, welche heute die Dünen bilden, hielt ihn also für äolischen Ursprungs. Die Bildung mächtiger Ablagerungen durch Staub und die Bedeutung der Vegetation für dessen Fixierung hat gleichzeitig Virlet d'Aoust[4]) erkannt und die Entstehung von porösen Lehmlagern auf Berghängen auf dem Plateau von Anahuc auf angewehte Staubmassen zurückgeführt. F. v. Richthofen[5]) ist unabhängig hiervon zur entsprechenden Anschauung über die Entstehung der Lößlager Chinas gekommen und hat die volle Bedeutung des Staubwehens und der durch die Vegetation geförderten Staubablagerung für die Gestaltung ganzer Länder hervorgehoben. Dort namentlich, wo die Abspülung fehlt, also in abflußlosen Binnengebieten, häufen sich ungeheure Staubmassen auf, welche allmählich alle Vertiefungen einebenen und ein äußerst monotones Relief hervorbringen. Dasselbe zeichnet die „Zentralgebiete" gegenüber den der Abspülung und den Flußwirkungen unterworfenen Randgebieten aus. Natürlich beschränkt sich die Ablagerung von Wüstenstaub nicht auf abflußlose Gebiete, sondern geschieht auch in peripherischen. Hier aber wirkt der Staubanhäufung die Abspülung stetig entgegen und kann sie gänzlich zu nichte machen.

c) Winderosion.

Mit Sand beladen heftig über das Land hinwegblasend übt der Wind auch eine abnutzende Wirkung, eine Korrosion auf festes Gesteinsmaterial aus, worauf

---

[1]) Lettres physiques et morales. II. p. 29.

[2]) Leçons de géologie pratique. I. Paris 1845. S. 183.

[3]) Observaciones geológicas sobre diferentes terrenos de transporte en la hoya de la Plata. Buenos Ayres 1857. p. 77.

[4]) Observations sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien qui existe au Mexique etc. Bull. Soc. Géolog. (2). XV. 1858. p. 129. — Sur des terrains de formation aérienne. C. R. de la Soc. de géogr. 1885. p. 464.

[5]) China. I. S. 74.

Blake[1]) die Aufmerksamkeit gelenkt hat, und welche Thoulet Abrasion nannte[2]). Feste, homogene Gesteine werden angeschliffen und facettiert, Kalksteine erhalten eine Glättung, als hätten sie in Säuren gelegen, aus ungleichmäßig struierten Gesteinen werden die weicheren Partieen herausgefressen, und zwischen ihnen bleiben die härteren stehen. Stets wird die gesamte Oberfläche poliert und erhält einen Glanz wie durch einen firnisartigen Anstrich[3]). Dort, wo der Wind besonders häufig entlang fegt, werden tiefe Rinnen eingefurcht[4]) und ganze Gehänge untergraben; Felskuppen werden allmählich abgetragen und oberflächlich höckerähnlich zugerundet[5]). Lose umherliegende Steine werden in gleicher Weise abgenutzt; sie erhalten durch die angeschliffenen Facetten eine pyramidale Gestalt und haben als Pyramidalgeschiebe jüngst vielfache Würdigung gefunden[6]). Diese Kantengeschiebe sind bereits in den verschiedensten Teilen Europas beobachtet, in Schweden, in den russischen Ostseeprovinzen, im norddeutschen Flachlande, im Rhonethale unterhalb Lyon, sie kommen häufig in der weiteren Umgebung von Wien vor,

---

[1]) On the Grooving and Polishing of hard Rocks and Minerals by Dry Sand. Am. Assoc. Proceed. 1855. S. 216—220. Am. Journ. (2). XX. 1855. S. 178—181. Vergl. auch Czerny, Die Wirkungen der Winde auf die Gestaltung der Erde. P. M. E.-H. 48. 1876. S. 38—39.

[2]) C. R. CIV. 1887. p. 381.

[3]) Vergl. Oldham, On Sand-drift Rock-sculpture. Rec. geolog. Survey India. XXI. 1888. p. 159.

[4]) Rolland, Sur les grandes dunes de sable du Sahara. Bull. Soc. géol. (3). X. 1881. p. 30.

[5]) Stapff, Das untere ! Khuisebthal und sein Strandgebiet. Verhdlgn. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1887. S. 45 (49). — Walther, Denudation der Wüste. S. 101.

[6]) Fontannes, Sur les causes de la production de facettes sur les quartzites des alluvions pliocènes de la vallée du Rhône. Bull. Soc. géolog. (3). XIX. 1883/84. — Nathorst, Om kambriska pyramidalstenar. Ofv. k. svensk vetensk. Acad. Förh. 1885. S. 5 bis 17. — A. Mickwitz, Die Dreikanter, ein Produkt des Flugsandschliffes. Mém. Soc. minéral. Pétersbourg. XXIII. 1886. — J. Walther, Die Entstehung von Kantengeröllen in der Galalawüste. Sitzungsb. math.-phys. Klasse kgl. Gesellsch. d. Wissensch. Leipzig. XXXIX. S. 133.

man kennt sie aus dem Dünengebiete Neuseelands; sie verraten im Verein mit den erwähnten Staubfällen die Universalität der Windwirkungen als denudierendes Agens.

Die Korrosion durch den Wind beschränkt sich aber nicht darauf, die felsige Erdoberfläche abzunutzen, sondern sie dürfte auch wesentlich bei der Herausbildung einer Reihe von Formen thätig gewesen sein, welche die Wüsten auszeichnen. Schweinfurth [1]) begegnete zwischen Suakin und Berber mehrfach eigentümlichen Felsgebilden, Säulen mit dünnem Schafte und breiterem Kapitäle oder Formen, welche einer umgekehrten Birne gleichen, wie sie auch vielfach in den Wüsten Colorados beobachtet wurden. Sie erhielten hier den Namen Monumente [2]) und kommen besonders im Gebiet des 1857 entdeckten Monument Parkes vor. Der mit dem Winde dicht an der Erdoberfläche treibende Sand dürfte die charakteristische Einschnürung, welche alle diese Gebilde an ihrem Fuße besitzen, allmählich eingeschliffen haben, ebenso wie er die unteren Partieen der Säulen in Palmyra zur Hälfte korrodiert hat [3]). Entsprechendes beobachtete Gilbert [4]) auf der zweiten Terrasse des Coloradoplateau; er sah hier mehrfach große Konglomeratblöcke, welche auf einem dünnen Pfeiler von Schieferthon aufruhen. Der durch sie abgelenkte Wind hat rings um sie herum eine Furche in den Boden geweht und schließlich ihre Unterlage angenagt. So kommen Erscheinungen ähnlich den Gletschertischen zur Ausbildung, und wie die Gletschertische durch allmähliches Abschmelzen ihrer Unterlage umstürzen und regelmäßig wandern [5]), so erfolgt gleiches mit diesen Windtischen. Analoge Gebilde sind als Pilzfelsen von Kinahan [6]) aus

[1]) Im Herzen Afrikas. I. S. 40. Hier auch Abbildung.

[2]) Vergl. Endlich, On some striking remarks of Erosion in Colorado. Bull. Un. States geolog. Survey. IV. p. 831. 1878.

[3]) Diener, Libanon. Wien 1886. S. 357.

[4]) Natural wind blast. Rep. Wheeler Exped. III. 1875. p. 82.

[5]) E. Collomb, Sur la marche compliquée des blocs erratiques faisant table à la surface des glaciers. Bull. Soc. géolog. de France. (2). VI. 1848/49. p. 161.

[6]) Valleys and their relation to fissures fractures and faults. London 1875. p. 83.

Irland und von Walther[1]) aus der Sahara beschrieben und von beiden für Werke der Windkorrosion erklärt worden. Die Bildung einer natürlichen Brücke führte Contejan auf Windwirkungen zurück[2]).

In Gegenden mit stark entwickeltem Relief muß sich die äolische Erosion in bestimmten Bahnen bewegen und dieselben vertiefen. So finden sich die ersten gut beschriebenen Windschliffe auf dem St. Bernadinopasse in Kalifornien, durch welchen die pazifischen Winde regelmäßig in das untere Coloradobecken wehen, und es muß als sehr wahrscheinlich gelten, daß manche Einschartung des Hochgebirges durch den Wind weiter vertieft worden ist. Vor allem wird sich dies aber in den Wüstengebirgen geltend machen, in deren Thälern sich der Wind verfängt; es ist wohl möglich, daß er hier ganze Nischen und Amphitheater ausgeweht hat, wie solche von Walther[3]) beschrieben werden. In Gegenden endlich, in welchen eine bestimmte Windrichtung vorherrscht und nicht durch die Gliederung des Geländes abgelenkt wird, wird die äolische Erosion der Windrichtung folgen, und es werden langgedehnte geradlinige Furchen ausgeweht werden. Solchen begegnet man, wie Blanford berichtet[4]), zwischen den Dünenzügen der indischen Wüste, wo sie entsprechend den Monsunen von Südwesten nach Nordosten streichen. Solcher Art sind mutmaßlich auch die flachen langgedehnten Wannen, welche zwischen Donau und Theiß in Ungarn entgegentreten[5]) und hier neben den flachen Sandhaufen die charakteristischen Züge der Oberflächengestaltung der Flugsandgebiete ausmachen. Es scheint der Wind auf solchen Strecken den Sand nicht bloß zu-

[1]) Die Denudation in der Wüste. S. 123. Wynne dagegen führt die Bildung der Mushroom-Rocks bei Gurtagass darauf zurück, daß lose Blöcke ihre kalkige Unterlage vor Zerstörung schützten, also ganz nach der Art der Gletschertische. Journ. R. Geolog. Soc. Ireland. I. 1864/67. p. 256.

[2]) Sur des érosions éoliennes. C. R. CVIII. 1889. p. 1208.

[3]) Die Denudation in der Wüste. S. 68.

[4]) P. R. G. S. 1880. S. 101.

[5]) Wolf. Geologisch-geographische Skizze der niederungarischen Ebene. Jahrb. d. k. k. geolog. R. A. Wien. 1867. S. 517.

sammenwehen, sondern auch ausblasen zu können, so daß ein flachwelliges Relief, bestehend aus aufgeschütteten und ausgefurchten Partieen, entsteht. In Gegenden endlich, in welchen leicht verwitternde Gesteine innerhalb widerstandsfähigerer Umgebung auftreten, werden diese aus jenen herausgeweht, worauf Pumpelly[1]) aufmerksam macht.

Daß in der That der Wind namentlich weichere Gesteine ganz wegblasen kann, schilderte v. Lóczy, nach welchem gelegentlich eine Lößdecke weggeweht wird[2]), und Flinders Petrie[3]). Auch die Auskehlung von Nischen und Kesseln durch Wind ist durch Beobachtungen von P. Lehmann[4]) aus dem Dünengebiete Hinterpommerns belegt, sowie durch J. C. Crawford aus Neuseeland[5]). Sie erscheint um so eher als möglich, als man auf der Oberfläche von Firnfeldern, die den Sandflächen der Wüsten in Bezug auf die Anhäufung des Materials an die Seite gestellt werden könnten, gelegentlich Kehlen begegnet, welche der Wind neben einem Hindernis, an das er sich stieß, ausgefegt hat[6]). Eine solche Windkehle zeichnet namentlich die übergossene Alm in der Gegend des Hochkönig aus[7]); dieselbe lehnt sich westlich an den genannten Gipfel an und umzieht ihn eine Strecke weit gegen Nord bei einer Tiefe von 60—80 m.

Walther ist geneigt auch die Bildung der „Zeugen“ in der Wüste[8]) sowie der Nischen und Amphitheater am Grand Cañon auf äolische Wirkungen zurückzuführen[9]). Doch muß dem gegenüber betont werden, daß alle diese Gebilde überall dort vorkommen, wo Landstufen vorhanden sind und keineswegs auf gegenwärtige oder frühere Wüsten beschränkt sind.

Obwohl die Beziehung von Wind und Dünen von alters her bekannt ist, so ist doch der Wind verhältnismäßig spät erst als

---

[1]) The Relation of Secular Rock-Rock-disintegration etc. Am. Journ. (3). XVII. 1879. p. 139. Vergl. auch die Bemerkungen von G. Gerland, Gletscherspuren der Vogesen. Verh. d. IV. Deutsch. Geographentags. 1884. S. 92 (120).

[2]) Die wissenschaftl. Ergebnisse der Reise in Ostasien. S. 507.

[3]) Wind-action in Egypt. P. R. G. S. 1889. p. 646.

[4]) Das Küstengebiet Hinterpommerns. Z. G. f. E. XIX. 1884. S. 232 (353, 370).

[5]) On windformed lakes. Trans. New Zealand Inst. 1879. XII. p. 414.

[6]) Heim, Gletscherkunde. Stuttgart 1883. S. 104.

[7]) Penck, Z. d. Deutsch. u. Oest. A.-Vereins. 1885. S. 260.

[8]) Die Denudation. S. 66.

[9]) Die nordamerikanischen Wüsten. Verh. Gesellsch. f. Erdkunde. 1892. S. 32.

geologischer Faktor bekannt geworden. Das Wort äolisch zur Bezeichnung der Entstehung einer Ablagerung gebrauchte zuerst 1835 R. J. Nelson[1]), später wurde es von den amerikanischen Geologen und von v. Richthofen[2]) eingebürgert. Vorher hat von Lehrbüchern der Geologie namentlich das Danasche[3]) die Windwirkungen gewürdigt.

3. Flußwirkungen.

a) Allgemeine Eigenschaften der Flüsse und Wasserscheiden.

Die Landoberfläche wird nirgends auf größeren Strecken einer vollkommen gleichmäßigen Abspülung unterworfen. Die abrieselnden Wasser sammeln sich bald in Falten und Wellungen des Bodens, in welchen sie fortrinnen, bestimmte Adern bildend, die sich mit Quellen treffen und durch dieselben beständig gespeist werden, so daß sie nicht bloß unmittelbar nach Regengüssen fließen, sondern ständig Wasser führen. Derartige ständig fließende Wasserrinnen heißen Flüsse.

Die Flüsse knüpfen ihre umgestaltende Wirkung unmittelbar an das rieselnde Wasser an und setzen dieselbe fort. Sie nehmen letzteres gewöhnlich samt den von ihm ergriffenen Materialien in sich auf, führen also den durch die Abspülung begonnenen Massentransport fort. Zugleich aber üben sie eine äußerst charakteristische Korrosion aus. Das rieselnde Wasser entfaltet seine Wirkungen flächenhaft; es bearbeitet die gesamte Landoberfläche, die ihm ausgesetzt ist. Die Flüsse hingegen konzentrieren ihre Thätigkeit im wesentlichen auf ihr Bett, sie wirken linear. Die Arbeit der Abspülung geht ins Breite, die der Flüsse in die Tiefe, und beschränkt sich die Abspülung auf die Bloßlegung der festen Unterlage; ist sie eine Denudation, so vermögen die Flüsse auch in die feste Unterlage einzuschneiden, zu erodieren.

---

[1]) Proc. Geolog. Soc. vol. II. p. 160. 1835. Vergl. auch Quart. Journ. Geolog. Soc. IX. 1853. p. 207.
[2]) China. II. S. 741.
[3]) Manual of Geology. 2nd ed. p. 630.

Die Abspülung wirkt wie eine Feile oder Raspel auf einem Brette, die Flüsse arbeiten wie eine Säge.

In Bezug auf die Abdachungen, welche die Landoberfläche darstellen, zeigen die Flüsse verschiedenes Verhalten. Die einen folgen den Abdachungen, indem sie auf denselben abwärts fließen, das sind die Abdachungsflüsse; die anderen fließen zwischen zwei Abdachungen entlang, von welchen beiden sie Zuflüsse erhalten, die wie die Aeste an einem Stamme erscheinen, sie mögen daher Stammflüsse heißen. Die Abdachungsflüsse fließen auf ebenen Abdachungen annähernd parallel (schwäbische Diluvialplatte), auf flach kegelförmigen radiär (Platte von Lannemezan, nördlich der Pyrenäen), und treffen sich gewöhnlich unter spitzen Winkeln, während sie sich unter rechten Winkeln in die Stammflüsse ergießen. Sind zwei zusammenstoßende Abdachungen verschieden groß, so daß die eine gegenüber der andern nahezu verschwindet, so erhält der zwischen ihnen befindliche Fluß im wesentlichen nur auf der einen Seite Zuflüsse und kann als Randfluß bezeichnet werden. Flüsse, welche der Abdachung ihrer weiteren Umgebung entgegenfließen und dieselbe durchbrechen, mögen Durchbruchflüsse heißen. Sie sammeln zugleich gewöhnlich die Wasser eines größeren Gebietes, die sich in einem hydrographischen Knoten treffen, und erscheinen dann als Sammelflüsse. In die Erdoberfläche einschneidend, erhalten die Flüsse hohe Ufer, welche durch Massenbewegungen und Abspülung in Gehänge umgestaltet werden. Auf denselben schneidet das abrinnende Wasser Furchen ein, an welche sich schließlich Flüsse knüpfen, die dem thalbildenden Flusse rechtwinklig zuströmen. Diese Flüsse spielen gegenüber den übrigen nur eine untergeordnete Rolle, weswegen sie untergeordnete Flüsse genannt wurden[1]; sie können sowohl an den Abdachungs-, als auch an den Stamm- und den Sammelflüssen auftreten, die ihnen gegenüber als ursprüngliche Adern erscheinen.

---

[1]) De la Noë et de Margerie, Les formes du terrain. Paris 1888. p. 116.

Das Gebiet, welches ein bestimmter Fluß entwässert, heißt Flußgebiet; in jedem derselben läßt sich ein Hauptfluß unterscheiden, welcher alle übrigen Flüsse, die in Bezug auf ihn die Rolle von Nebenflüssen [1]) spielen, in sich aufnimmt. Dort, wo es sich um ein aus einem Stamm- und verschiedenen Abdachungsflüssen zusammengesetztes Gebiet handelt, kann darüber kein Zweifel sein, daß der Stammfluß zugleich Hauptfluß ist, und in diesem Sinne hat der Volksmund richtig entschieden, wenn er die Donau und nicht den Inn als Hauptfluß des deutschen Alpenvorlandes bezeichnete. Schwieriger gestaltet sich die Frage dort, wo mehrere Stammflüsse zusammentreffen. Das Herkommen hat in solchen Fällen oft willkürliche Entscheidungen gefällt, an denen aber nicht viel zu ändern ist, und konventionell ist der Hauptfluß eines Flußgebietes derjenige, welcher den Namen der Wasserader trägt, die das Gebiet verläßt. Dieser werden die andern tributär. Ein Hauptfluß samt allen seinen Nebenflüssen bildet ein Flußsystem.

Ein und derselbe Hauptfluß kann während seines Laufes seinen Charakter mehrfach ändern und bald Abdachungs-, bald Stamm-, bald Sammelfluß sein. Er ist gewöhnlich ein zusammengesetzter Fluß, der die Richtung seines Laufes an zahlreichen Stellen, seinen Wendepunkten, ändert, und weist nicht selten mehrere hydrographische Knoten auf. Ist er sehr groß, so heißt er, eventuell auch seine Nebenflüsse Strom, ohne daß aber eine feste konventionelle Abgrenzung zwischen Fluß und Strom vorhanden ist. Die Flüsse und Ströme, welche sich in ein bestimmtes Meer oder einen Ozean ergießen, kommen aus dessen Einzugsgebiet; als Einzugsgebiet einer bestimmten Stelle an einem Flusse oder Strome bezeichnet man das Gebiet, dessen oberflächlich abfließende Wasser die betreffende Stelle passieren. Strom-

[1]) Ueber die Unterscheidung Hauptfluß und Nebenfluß verbreitet sich ausführlich Wisotzki, Hauptfluß und Nebenfluß. Jahresber. Ver. f. Erdk. Stettin 1889. S. 1.

entwickelung nennt man das Verhältnis der Länge eines Stromes dividiert durch die direkte Entfernung von seinem höchsten Punkte zu seinem tiefsten Punkte. Der höchste Punkt heißt oft mit Unrecht Quelle; der tiefste bezeichnet meist die Stelle, wo der Strom sich als Nebenstrom in einen Hauptstrom ergießt, oder als solcher sich in das Meer wälzt; in beiden Fällen heißt er Mündung. Manchmal aber auch ist die tiefste Stelle eines Stromlaufes der Ort, wo er sich verläuft, nämlich seine Wasser durch Versickerung oder Verdunstung verliert, dann kann man von einem Stromende reden.

Die Flüsse sind bestimmte, klar ausgesprochene Wasserrinnen, und sind bezeichnend für die Gebiete bestimmter Entwässerung, welche sich insgesamt durch ein deutliches Gefälle auszeichnen. Daneben gibt es ausgedehnte, meist ziemlich ebene Gegenden mit unbestimmter Entwässerung. Es sind dies Gebiete, auf welchen das Wasser, gleichsam unschlüssig über den einzuschlagenden Weg, sich lange auf dem Lande aufhält, den Boden bis zu namhafter Tiefe durchfeuchtend, und dann schließlich in einem meist verworrenen Netze von Adern zum Abflusse gelangt. Solche Strecken heißen Sümpfe. An dieselben knüpft sich nicht selten eine besonders üppige Vegetation, deren abgestorbene Reste den Boden als eine besondere Schichte bedecken. Dies sind die Moore, unter deren Pflanzengeflechte hie und da ziemlich ausgedehnte Wasseransammlungen entstehen.

Zwischen den Wasserrinnen befinden sich Strecken, von welchen das Wasser beiderseits abläuft. Das sind die Wasserscheiden. Dieselben lassen sich in entsprechender Weise wie die Flüsse, welche sie trennen, gliedern. Eine Stamm- oder Hauptscheide ist der First zwischen zwei verschiedenen Abdachungen, von welchem die Wasser nach verschiedenen meist entgegengesetzten Richtungen ablaufen. Die Neben- oder Abdachungsscheide trennt die Wasser, welche auf einer Abdachung abfließen. Die Sammelscheide umspannt das Gebiet, welches nach einem hydrographischen Knoten entwässert wird; sie schlingt sich nahezu gänzlich um dasselbe

herum und wird nur an einer schmalen Stelle durchbrochen. Die Wasserscheide eines Flusses gegenüber seinen Nachbarn kann von sehr verschiedener Bedeutung sein; sie kann Haupt-, Neben- oder Sammelscheide oder meist alles zusammen sein; sie ist gewöhnlich zusammengesetzt wie der Fluß, dessen Gebiet sie umgrenzt. Ozeanische Wasserscheiden trennen die Einzugsgebiete der verschiedenen Ozeane; sie sind morphologisch meist zusammengesetzte. In hydrographischer Beziehung kann man von Wasserscheiden verschiedener Ordnung sprechen, je nachdem dieselben verschiedene Stromgebiete voneinander trennen. Die untergeordneten Flüsse entwickeln sich zwischen ursprünglichen Flüssen und den benachbarten Wasserscheiden.

Diesen Typen der bestimmten Wasserscheiden lassen sich die unbestimmten Wasserscheiden gegenüberstellen, welche zunächst die Gebiete unbestimmter Entwässerung auszeichnen. In Sümpfen und Mooren fehlt es an deutlichen Scheiden zwischen den einzelnen, häufig netzförmig entwickelten Gerinnen, und hier findet gar nicht selten eine Wasserverbindung zwischen zwei verschiedenen Flußgebieten statt. Unbestimmt aber sind auch die Scheiden dort, wo Gebiete mit bestimmtem Abflusse an solche ohne oberflächliche Entwässerung angrenzen. Letztere fehlt in niederschlagsarmen Ländern und in Gebieten porösen Bodens. Besitzen erstere überhaupt keinen Abfluß, so haben die letzteren nur einen unterirdischen, dessen Verlauf von den oberflächlichen Abdachungsverhältnissen gänzlich unabhängig sein kann. Nicht selten erstreckt sich auch in solchen Gebieten durchlässigen Bodens eine Grundwasseransammlung gerade zwischen zwei Flußgebieten, welche durch Quellen nach beiden Seiten hin einen Abfluß erhält, und somit eine unterirdische Wasserverbindung zwischen zwei Flußgebieten darstellt. Alle Gebiete mit unbestimmten Scheiden, also die mit unbestimmter oberflächlicher oder ausschließlich unterirdischer oder endlich ganz fehlender Entwässerung, entbehren der scharf ausgesprochenen Abdachung nach den Nachbarflüssen.

Solche Gebiete sind sehr häufig, und sie kommen namentlich auch in reich benetzten Ländern vor, wenn sie auch selbst von den neueren hydrographischen Karten gewöhnlich nicht ausgeschieden werden. So trifft man in allen Kalkgebieten, also z. B. im schwäbisch-fränkischen Jura, in den nördlichen und südlichen Kalkalpen, namentlich aber in den Karstländern auf weite Strecken mit ausschließlich unterirdischer Entwässerung und zugleich so unregelmäßigen Abdachungsverhältnissen, daß es ganz unmöglich ist, die Scheidelinien in der Natur zu verfolgen, welche auf Karten verzeichnet werden. Gebiete unbestimmter Entwässerung schalten sich ferner ganz regelmäßig zwischen die Thäler des Alpenvorlandes ein, welche in die permeable Decke der diluvialen Nagelfluh eingeschnitten sind; und hier erstreckt sich gewöhnlich zwischen den Flüssen eine nach beiden entwässerte, gelegentlich auch von beiden gespeiste Grundwasseransammlung, wie z. B. zwischen Isar und Amper unfern München. Die fortschreitende Bodenkultur hat mit den Sümpfen vielfach schon aufgeräumt; immerhin finden sich bei genauer Verfolgung der Gewässer überall noch große Strecken, in denen wegen erschwerter Abflußverhältnisse unbestimmte Entwässerung herrscht. Es liegen bisher nur zwei im geographischen Institute der Wiener Universität ausgeführte, noch nicht veröffentlichte Untersuchungen vor, welche streng zwischen den Gebieten bestimmter und unbestimmter Entwässerung scheiden.

Gavazzi fand in Kroatien-Slavonien . . . . 9 373 qkm (24,4 % des Landes)
Müllner im Gebiete der österr. Traun . . . . 785 „ (18,3 % des Gebietes)

ohne oberirdischen Abfluß. Außerdem bestimmte Gavazzi das Areal der Stromebenen von Kroatien-Slavonien, in welchen ebenfalls unbestimmte Entwässerung herrscht, zu 13 532 qkm (31,8 % des Landes).

Zwischen den Wasserscheiden und den Flüssen erstrecken sich mehr oder weniger regelmäßig verlaufende Abdachungen, welche als Scheideflanken bezeichnet werden können. Bilden die Scheiden die Grenzen, so bilden die Scheidenflanken samt dem Wasserspiegel das Areal eines Flußgebietes. Morphologisch charakterisiert sich hiernach ein Flußgebiet als ein System von Abdachungen, welche sich nach der Mündung des Flusses hinneigen. Die Gebiete unbestimmter Entwässerung, welche sowohl an den Grenzen der Flußgebiete, wie auch inselförmig innerhalb derselben vorkommen, gehören nicht zu diesem System von Abdachungen.

Bei weitem die meisten Flüsse nehmen stetig an Wassermenge zu. Verfolgt man in einem normalen Flußgebiete irgend ein Geäder, so trifft es sich bald mit anderen, und das Produkt beider ist größer als je eines von beiden. Seltener sind die Flüsse, welche an Wassermenge verlieren, weil sie über porösen Boden fließen (Sickerflüsse) oder weil ihnen die Verdunstung mehr Wasser entzieht als ihnen die Zuflüsse zuführen (Steppenflüsse). Beide Arten beginnen als gewöhnliche Flüsse, mit zunehmender Wassermenge; dann mindert sich dieselbe manchmal bis zum gänzlichen Versiegen, welches die Binnenflüsse auszeichnet, manchmal nur, um streckenweise einen Verlust zu bewirken. Im letzteren Falle kann es dann wohl wieder zum Wassergerinne kommen, was sich namentlich bei Sickerflüssen häufig einstellt. Den ständigen Gerinnen stehen die unbeständigen nur zeitweilig fließenden Flüsse gegenüber, nämlich die Fiumare, welche lediglich zu gewissen Jahreszeiten fließen; auch viele Bäche, d. h. kleine Flüsse, führen nur zeitweilig, nach einzelnen Regengüssen und bei der jeweiligen Schneeschmelze Wasser. Zwischen beiden Flußtypen gibt es zahlreiche Uebergänge, welche durch Flüsse mit veränderlichem Stande hergestellt werden.

Als Produkte des Klimas beziehen die Flüsse [1]) ihr Wasser aus den atmosphärischen Niederschlägen; das Wasser, soweit es sofort oberflächlich zum Abflusse gelangt, bildet Bäche, deren Wasserführung sohin sich direkt an den jeweiligen Regenfall knüpft. Der in den Boden eindringende Niederschlag speist die Quellen, deren Ergiebigkeit zwar auch mit den Niederschlägen schwankt, aber bei weitem nicht so unmittelbar, wie die der Bäche. Von Quellen und Bächen gespeist, erhalten die Flüsse von diesen ihr Hochwasser, von jenen ihre ständige Wasserführung, und ihre im Wasserstande sich spiegelnde Wasserführung ist nahe den Quellen noch sehr erheb-

---

[1]) Woeikof, Flüsse und Landseen als Produkte des Klimas. Z. G. f. E. 1885. S. 92. — Die Klimate der Erde. Jena 1887. I. Kap. 8.

lichen Schwankungen unterworfen. Je mehr Flüsse sich treffen, desto mehr summieren sich die einzelnen Hochwasser; wenn die sie verursachenden Regengüsse sich auf eine bestimmte Jahreszeit beschränken, so erfolgt gleiches mit dem Hochwasser des zusammengesetzten Stromes. Größere Flüsse, meist Ströme genannt, haben daher ein dem Niederschlagsmaximum ihres Einzugsgebietes entsprechendes Hochwasser (Regenhochwasser), oder wenn ein namhafter Theil der Niederschläge ihres Gebietes als Schnee fällt und sich als zeitweilige Schneedecke über letzteres breitet, so entwickelt sich das Hochwasser während der Schneeschmelze (Schneehochwasser).

Der Unterschied der Wasserführung und des Wasserstandes eines Flusses bei Nieder- und Hochwasser ist um so beträchtlicher, je mehr sich die Niederschläge und die Schneeschmelze auf eine Jahreszeit beschränken, und je spärlicher erstere sonst werden. In Gebieten mit Niederschlag zu allen Jahreszeiten sind daher die Schwankungen des Wasserstandes dann ziemlich gering, wenn es nicht zur Entwickelung einer Schneedecke kommt, wie in Westeuropa, und sie haben nur geringe Beträge, etwa 5 m, dort, wo die Schneedecke gering ist, wie in Mitteleuropa. Wo jedoch letztere sehr langdauernd ist und plötzlich weicht, wie in den nördlichen Kontinentalgebieten (Sibirien), kommt es ebenso wie in Gebieten mit einer scharf ausgesprochenen Regenzeit (Indien), zu Hochwassern, welche sehr bedeutende Höhen, von 20—30 m, erreichen, ja in Australien sollen manche Flüsse selbst auf 40 m [1]) ansteigen. Schwächen sich die aperiodischen Hochwasser der Flüsse im Verlaufe derselben bald ab, so steigern sich die periodischen der Ströme, falls nicht eine Ausgleichung durch Zuflüsse aus verschiedenen klimatischen Gebieten erfolgt, bis nahe zur Mündung, worauf eine plötzliche, bereits 1781 von Renell [2]) nachgewiesene Abnahme derselben eintritt. Je größer die zeitweiligen

[1]) Sir Rob. Rawlinson, Min. Proc. Inst. Civ. Eng. LXXXII. 1885. p. 88.

[2]) An Account of the Ganges and Burrampooter Rivers. Phil. Trans. 1781. LXXI. p. 81.

Hochwässer eines Flusses und je geringer die Niederwässer desselben werden, desto mehr nähert er sich einem Bache, während dann, wenn das periodische Niederwasser eines Stromes Null wird, letzterer als Fiumare zu bezeichnen ist.

Neben diesen Schwellhochwässern, welche sich an eine erhöhte Wasserführung knüpfen, gibt es Stauhochwässer, verursacht durch Erschwerung des Wasserabflusses, durch Verstopfungen des Flußbettes mit Eis, natürlichen Flößen (Rafts) oder Grasbarren. Während sich die Schwellhochwasser durch eine Steigerung der Stromgeschwindigkeit auszeichnen, und dadurch bestimmend für die Ausgestaltung des Flußbettes werden, ist die Wassergeschwindigkeit bei Stauhochwassern gemindert. Wenn aber die Ursache der Stauung plötzlich aufhört, so läuft das Stauhochwasser als ein besonders verheerendes Schwellhochwasser ab.

Eine Monographie des fließenden Wassers in geographischer Hinsicht ist noch zu schreiben. Von geographischer Seite sind lediglich die Areals- und Längenverhältnisse der Ströme eingehender untersucht, über welche v. Klöden[1]) eine Tabelle veröffentlichte. Für Europa sind Strelbitskys Messungen zu nennen[2]). Die Längen der größten Flüsse wurden von neuem von v. Tillo[3]), die Areale der größeren Flußgebiete von John Murray[4]) bestimmt.

Zahlreiche Angaben über die Wasserführung der Ströme machten Reclus[5]) und Haughton[6]); Guppy[7]) versuchte eine Klassifikation der Flüsse nach derselben. Reichlichere Daten enthalten die Handbücher der Ingenieurwissenschaften, wie die deutschen von Hagen[8]) und Franzius und Sonne[9]), so-

---

[1]) Annähernde Angabe der Länge von 376 Strömen und Flüssen und Größe ihrer Stromgebiete. Z. G. f. E. 1885. S. 397.

[2]) Superficie de l'Europe. St. Pétersbourg. 1882.

[3]) P. M. 1887. S. 25.

[4]) Scott. geogr. Mag. II. 1886. p. 20.

[5]) La Terre. 5. Aufl. 1883. I. p. 354.

[6]) Six lectures on physical geography. p. 197. — Scient. Proc. R. Soc. Dublin. II. 1880. p. 259.

[7]) On the Classification of Rivers. The Nature. XXII. 1880. p. 606.

[8]) Wasserbaukunst. 2. T. I. Berlin. 3. Aufl. 1871. S. 131. Allgemeine Eigenschaften der Ströme.

[9]) Der Wasserbau. Leipzig. III. 2. Aufl. 1884.

wie das für den Praktiker bestimmte Tabellenwerk von Beardmore[1]).

Mit Wasserscheiden beschäftigte sich fast allein A. Philippson[2]).

b) Die Bewegung und Geschwindigkeit der Flüsse.

Die Bewegung des Wassers in den Flüssen erfolgt an den Ufern langsamer als in der Mitte, in den unteren Wasserschichten weniger rasch als in den oberen; jedoch erreicht sie ihre größte Schnelligkeit nicht am Wasserspiegel selbst, sondern in einiger Tiefe unter demselben. Die Wasserteilchen, welche in einem bestimmten Zeitmomente in einem rechtwinklig zur Längsrichtung des Flusses gestellten Profile sich befanden, werden nach einer bestimmten Zeit auf der Oberfläche eines stromabwärts gewölbten Körpers angetroffen, dessen Scheitel bei normalen Fällen in der Mitte des Stromes etwas unter dessen Spiegel gelegen ist, und welcher Aehnlichkeit mit einem Paraboloide besitzt. Die Linie, in welcher die größte Wassergeschwindigkeit im Flußspiegel stattfindet, heißt der Stromstrich. Derselbe liegt bei geradliniger Flußerstreckung gewöhnlich in der Mitte des Flusses. Beschreibt der Fluß Windungen, so wiederholt der Stromstrich dieselben in verstärktem Maße, indem er sich immer den konvexen Teilen der Flußkrümmung, d. h. dem konkaven Ufer oder Hohlufer nähert. Folge davon ist, daß die im Stromstriche gemessene Länge eines Flusses größer ist als die Länge seiner Ufer, die ihrerseits von verschiedener Erstreckung sein können. In der Regel gibt es in einem Flusse nur einen Stromstrich, seltener nur gabelt sich derselbe. In ihm wechselt die Geschwindigkeit dermaßen, daß sie in seinen Krümmungen größer ist als auf geraden Strecken, und indem an den Krümmungen sich der Stromstrich dem einen konkaven Ufer

---

[1]) Manual of Hydrology. London 1872.

[2]) Studien über Wasserscheiden. Mitt. d. Vereins f. Erdk. Leipzig 1885.

oder Hohlufer des Stromes nähert, werden hier ziemlich beträchtliche Geschwindigkeiten angetroffen, während am anderen konvexen oder gewölbten Ufer nur sehr geringe Wasserbewegung herrscht. Das Mittel aus den Geschwindigkeiten aller in demselben Querschnitte gelegenen Wasserteilchen ist die mittlere Geschwindigkeit des Stromes. Das Produkt der mittleren Wassergeschwindigkeit (v) multipliziert mit dem Areale des Querschnittes (q) ergibt die sekundliche Wassermenge des Stromes. Erfährt letztere keine Veränderung, so muß das oben erwähnte Produkt (qv) für aufeinanderfolgende Querschnitte eine konstante Größe sein.

Die mittlere Geschwindigkeit der Flüsse und Ströme hält sich in ziemlich engen Grenzen und beträgt bei großen Gerinnen selten mehr als 3 m, während sie sich in Wildwassern auf 5—6 m steigert. Bei ruhigen Gewässern sinkt sie hingegen auf wenige Dezimeter herab. Das Verhältnis der größten zur mittleren Wassergeschwindigkeit wächst mit dem Gefälle und der Tiefe des Gerinnes. Die Bodengeschwindigkeit ist stets kleiner als die Oberflächengeschwindigkeit, und von den Orten größter Geschwindigkeit nimmt die Geschwindigkeit nach dem Boden etwa in umgekehrten Verhältnissen wie das Quadrat der Tiefe ab[1]).

Das oben entwickelte allgemeine Bild von der Wasserbewegung in den Strömen wird durch zahlreiche Einzelerscheinungen nicht unwesentlich beeinflußt. Neben der stromabwärts fortschreitenden Bewegung des Flusses ist noch eine transversale vorhanden, durch welche Eisschollen oder Schwimmer von den Ufern nach der Mitte des Stromes getrieben werden. Es fließen die oberflächlichen Wasserteilchen von den Ufern dem Stromstriche zu, was notwendigerweise eine umgekehrt gerichtete Bewegung am Boden des Stromes zur Folge hat. Die

[1]) Vergl. hierüber Bazin und Darcy, Recherches hydrauliques 1865. Vergl. C. R. LVII. 1863. II. p. 192 und Harder, Die Theorie der Bewegung des Wassers in Flüssen und Kanälen. Hamburg 1878. S. 51.

Wasserteilchen im Strome schreiten nicht geradlinig, sondern in langgezogenen Spiralen fort, und zwar lassen sich beiderseits des Stromstriches zwei Systeme von solchen unterscheiden, welche sich oben nach dem Stromstriche hin winden, entsprechend einem nach diesem hin gerichteten Gefälle der Stromoberfläche. Aber lediglich bei gleichbleibendem oder sinkendem Wasserstande ist ein solches Gefälle zu beobachten; bei steigendem Wasserstande, welcher einer Vermehrung der Wassermenge entspricht, liegt der Stromstrich höher als der Wasserspiegel an den Ufern, und dann müssen die oberflächlichen Wasser von der Strommitte nach den Ufern abströmen, weshalb dann die von den Wasserteilchen beschriebenen Spiralen denen entgegen gewunden sein dürften, welche bei gleichbleibendem oder sinkendem Stande befolgt werden. Hiernach ist bei Aenderungen in der fallenden oder steigenden Tendenz des Wasserspiegels eine gründliche Aenderung in der Wasserbewegung zu erwarten.

Neben dieser Spiralbewegung der Wasserteilchen läuft noch eine wirbelförmig ab- oder aufsteigende, die man in oberflächlichen Wirbeltrichtern oder Aufwallungen deutlichst wahrnehmen kann, die aber bei Strommessungen noch nicht nachgewiesen werden konnte, vermöge der Unzulänglichkeit der dabei verwendeten Instrumente. Diese Wirbel entstehen an der Grenze zweier in verschiedener Richtung sich bewegender Wasserschichten, und ihre Bildung dürfte dann besonders häufig sein, wenn Aenderungen in der Tendenz der Wasserstandsbewegung eintreten. Diese Wirbel schaffen das langsamer fließende Bodenwasser auf die Stromoberfläche und bringen das rascher bewegte Wasser der letzteren in die Tiefe; sie bewirken daher einen Ausgleich zwischen der Oberflächen- und Bodengeschwindigkeit, und ihnen ist nach James Thomson zu danken, daß die größte Wassergeschwindigkeit nicht im Wasserspiegel angetroffen wird, zu welchem immer die tieferen sich langsamer bewegenden Wasserschichten emporgewirbelt werden. Nach alledem gehört die Wasserbewegung in den Flüssen dem Typus der unstetigen oder rollenden (sinuous

or unsteady) an, welche Reynolds[1]) von der stetigen oder gleitenden (direct or steady) unterschied, und welche ganz anderen Gesetzen gehorcht, als letztere.

Neben diesen wandernden auf- und absteigenden Wirbeln gibt es feste, welche sich an die Konfiguration des Flußbettes knüpfen. Springt irgend ein Hindernis in den Strom hinein, so werden angesichts desselben die Wasser angestaut und fließen am Ufer stromaufwärts zurück, das sind die Wasserschwalle, während die unterhalb eines derartigen Hindernisses in dem toten Winkel des Stromes befindlichen Wasser vom bewegten Strome gleichsam fortgesaugt werden und daher durch eine dem Ufer folgende rückläufige Bewegung ersetzt werden müssen. Derartige ständige Gegenströmungen oder Widerströme sind sehr häufige Erscheinungen, welche bei rascher Wasserbewegung, dann, wenn sich eine nennenswerte Zentrifugalkraft entwickelt, in ordentliche Wirbel ausarten können. Hindernisse, welche mitten aus dem Flußbette aufsteigen, geben zur Entstehung entsprechender Erscheinungen Veranlassung; sie werden entweder einfach umflossen, oder, falls sie sich nur wenig hoch über den Flußspiegel erheben, vom Wasser überwaschen, welches dann in Form einer Welle aus seinem Spiegel aufschießt. Im ersteren Falle hat man es mit Stillwassern, im letzteren mit Wildwassern zu thun.

Aeltere Autoren haben in der Regel die Wasserbewegung in den Strömen als eine rein schichtweise erfolgende angesehen; erst James Thomson[2]) brach mit dieser Laminartheorie und machte eindringlich auf die Bedeutung der Wirbel aufmerksam, worauf M. Möller[3]) und gleichzeitig P. Stearns die Lehre von der Bewegung des Wassers in Spiralen entwickelten. Die zuerst von de St. Venant erkannte Verschiedenheit von Still- und Wild-

---

[1]) The Motion of Water. The Nature. XXVIII. 1883. p. 627.

[2]) On the Flow of Water in Uniform Regime in Rivers and other Open Channels. Proc. R. Soc. London. XXVIII. 1878. p. 114.

[3]) Studien über die Bewegung des Wassers in Flüssen u. s. w. Zeitschr. f. Bauwesen. 1883. S. 193. — Ueber Wasserbewegung im Strome und Gestaltung der Flußsohle. Zeitschr. d. Ing.- u. Arch.-Ver. Hannover. XXXVI. 1890. S. 455.

wassern hat Boussinesq[1]) näher begründet. Bei den Wildwassern besitzen die Flüssigkeitsteilchen eine solche lebendige Kraft, daß sie, ohne gestaut zu werden, aufsteigende Bewegungen zu beschreiben vermögen. Dies erfolgt, wenn die lebendige Kraft des Stromes größer ist als diejenige, welche das Wasser erhalten würde, wenn es mindestens die halbe Tiefe des Flusses durchfallen hätte, da es nur dann die Energie besitzt, um aus der Mitte des Stromes aufzuschießen.

c) Stromarbeit und Wassergeschwindigkeit.

Die Arbeit, welche die Ströme auf dem Lande ausführen, ist eine sehr beträchtliche. Man kann sich eine Vorstellung von derselben machen, wenn man die Arbeit, die das Wasser leistet, indem es zum Meere herabfällt, vergleicht mit der lebendigen Kraft, mit welcher es sich in letzteres ergießt. Es zeigt sich dann, daß nahezu die gesamte Arbeit, die es zu leisten vermag, auf dem Lande ausgeübt wird.

Sei P das Gewicht des gesamten auf der Landoberfläche wirkenden Wassers und H dessen mittlere Fallhöhe, die man roh gleich der mittleren Höhe des Landes setzen kann, so ist die Arbeit A, die es beim Herabfallen leisten kann

$$A = PH.$$

Diese Wassermenge kommt mit einer Geschwindigkeit v ins Meer, und seine lebendige Kraft L ist

$$L = P\frac{v^2}{2g}.$$

Für die auf dem Lande geleistete Arbeit ergibt sich nun

$$A - L = P\left(H - \frac{v^2}{2g}\right).$$

Setzt man nun $H = 735$ m, und nimmt man für die mittlere Geschwindigkeit der Ströme an ihrer Mündung den gewiß zu hohen Betrag von 2 m an, so ist

$$A - L = P\left(735 - \frac{4}{19,7}\right).$$

---

[1]) Essai sur la théorie des eaux courantes. Mém. prés. par divers savants à l'Académie des Sciences. XXIII. 1877. p. 10. 152. 207. 291. XXIV. 1878.

Die vom fließenden Wasser auf dem Lande geleistete Arbeit ist gleich der ganzen Arbeit, die das Wasser zu leisten vermöchte, wenn es 1/5 m weniger als die mittlere Höhe des Landes durchfallen würde. John Murray veranschlagt die gesamte jährlich in das Meer sich ergießende Flußwassermenge auf 24 600 cbkm[1]) = 24 600 Billionen kg. Von der mittleren Höhe des Festlandes herabfallend könnte dieselbe im Jahre eine Arbeit leisten von 18 Trillionen Kilogrammmeter, nämlich rund von 7640 Millionen Pferdekraft in der Sekunde. Diese Ziffer repräsentiert ein Minimum der wirklich geleisteten Arbeit; denn es ist nur jene Wassermasse, die sich ins Meer ergießt, in Betracht gezogen, nicht auch diejenige, welche sich nur zeitweilig auf dem Lande aufhält, auf die Gebirge herabfällt und in den Ebenen wieder verdunstet. Auch dem Umstande ist nicht Rechnung getragen, daß es streng genommen nicht zulässig ist, die mittlere Höhe des Festlandes als mittlere Fallhöhe des Wassers zu betrachten.

Von der vom rinnenden Wasser auf dem Lande sekundlich ausgeübten Arbeit wird allerdings nur ein Teil für Massentransporte verwendet, der andere dient dazu, das Fließen des Wassers zu ermöglichen. Das Verhältnis beider Teile ist noch nicht bekannt, da man die Größe des Reibungswiderstandes der Flüsse noch nicht genau kennt; denn nur die Kraft, welche nicht zur Ueberwindung des letzteren aufgebraucht wird, kann zu Transporten dienen.

Die Reibung der fließenden Wasser ist anderer Art, als die zwischen festen Körpern stattfindende. Das Wasser benetzt sein Bett, und die Wasserteilchen bewegen sich über eine Fläche gleicher chemischer Beschaffenheit, so daß es im wesentlichen die Kohäsion der Flüssigkeit selbst ist, welche den Widerstand gegen die Bewegung bildet. Dieser Widerstand ist proportional der benetzten Fläche, und bei sehr langsamer geradliniger Bewegung des Wassers auch proportional der Geschwindigkeit desselben. Sobald aber die Geschwindigkeit ein bestimmtes Maß, das der kritischen Geschwindigkeit von Reynolds, übertrifft, wird die Wasserbewegung unstetig und erfolgt in Wirbeln oder Spiralen, wie dies in den Flüssen die Regel

[1]) On the total annual Rainfall on the Land of the Globe and the Relation of Rainfall to the annual Discharge of Rivers. Scott. geogr. Mag. III. 1887; vergl. Meteor. Zeitschr. 1887. S. [63].

ist, und dann ist erfahrungsgemäß die Reibung annähernd proportional dem Quadrate der Geschwindigkeit.

Diese Erfahrung wurde zuerst von Brahms und de Chézy verwertet, um eine Formel für die Geschwindigkeit eines gleichmäßig sich bewegenden Gerinnes herzuleiten. Bei einem solchen wird die auf das Wasser wirkende Beschleunigung der Schwere offenbar ausschließlich dazu verwendet, um die Reibung zu überwinden, sobald nicht Transporte zu bewirken sind. Mißt nun das Querprofil des Gerinnes q Quadratmeter und die Länge desselben l Meter, so befindet sich in demselben eine Wassermenge von ql Kubikmeter mit einem Gewichte von ql Tonnen. Ist die Fallhöhe auf die Strecke $l\,h$ Meter, so kann die Beschleunigung der Schwere, welche das Wasser abwärts treibt, gleich $g\frac{h}{l}$ gesetzt werden, und es ist die in dieser Richtung das Wasser vorwärts treibende Kraft

$$K = ql \,.\, g\frac{h}{l}.$$

Diese Kraft wird ganz aufgezehrt bei Ueberwindung der Reibung, welche dem Quadrate der Geschwindigkeit v und dem benetzten Umfange annähernd proportional ist. Letzterer ist gleich der Länge der Flußstrecke l multipliziert mit dem benetzten Umfange p des Querprofiles. Die Gesamtgröße der Reibung ist daher

$$W = bpl \,.\, v^2,$$

wenn b ein Koeffizient ist. Bei gleichmäßiger Wasserbewegung, bei welcher das Wasser mit der gleichen Geschwindigkeit v die Strecke l verläßt, mit welcher es in dieselbe eingetreten ist, ist

$$K = W,$$

daher

$$bplv^2 = qg \,.\, h$$

und

$$v^2 = \frac{g}{b} \cdot \frac{q}{p} \cdot \frac{h}{l}.$$

In diesem Ausdruck werden die konstanten Glieder $\frac{g}{b}$ entweder gleich c^2 oder $\frac{1}{\zeta}$ gesetzt. $\frac{q}{p}$ ist die hydraulische Tiefe R des Flusses, welche wenig kleiner ist als die mittlere Tiefe (T) desselben, $\frac{h}{l}$ ist das Gefälle J, so daß die Formel lautet

$$v = c\sqrt{JR} = \sqrt{\frac{JR}{\zeta}}.$$

Diese Formel stimmt mit praktischen Erfahrungen nur innerhalb sehr weiter Grenzen überein, indem der Wert der Konstanten c bei kleinen geschiebereichen Gebirgsflüssen sich zu 11,3, bei größeren Gebirgsflüssen zu 36, bei Flüssen im Unterlaufe zu 48,5 und bei großen Strömen zu 71 ergibt. In der That kann sie nicht allgemein gültig sein. Die ausgedehnten Untersuchungen von Bazin und Darcy[1]) lehrten zunächst, daß der Reibungskoeffizient des Wassers an seinen Wandungen von der Natur derselben abhängig ist, was jüngst auch Unwin[2]) durch andere Versuche nachwies. Ferner zeigte sich, daß der Reibungswiderstand nicht dem Quadrate der Wassergeschwindigkeit, sondern einer andern Potenz derselben proportional ist und von der Wassertiefe beeinflußt wird, sowie endlich, was gleichfalls Unwin erkannte, sich rasch mit gesteigerter Temperatur und zwar bei 3° Temperaturerhöhung um 1 % seines Wertes mindert. Allen diesen Beobachtungen trägt die auch theoretisch begründete Formel von Reynolds[3]) Geltung, nach welcher ist

$$v = c\,(k\,J)^x\,T^{2x-1}\,R^{3x-1},$$

worin c und k Konstanten, T die Poiseullesche Konstante $(1 + 0{,}0336793\,t + 0{,}000220992\,t^2$; t die Wassertemperatur in ° C.), ferner x eine von der Natur der Wandungen abhängige Größe bezeichnet. Diese Formel entspricht der allgemeinen Harlacherschen[4])

$$v = c\,J^x\,R^y,$$

welche jedoch den sehr wesentlichen, allerdings von Hydrotechnikern kaum gewürdigten Einfluß der Temperatur auf die Wasserbewegung unberücksichtigt läßt.

Würde man für Gewässer mit bestimmter Tiefe und bestimmtem Gefälle die Geschwindigkeit berechnen können, so würde man aus der Differenz der wirklichen und der berechneten Geschwindigkeit den Anteil der vom Wasser geleisteten Arbeit bestimmen können, welcher Transporte bewirkt.

Es würde sich zeigen, daß der beobachteten Geschwindigkeit v ein andres, und zwar geringeres Gefälle J_t entspricht, als das wirklich beobachtete Gefälle J ist, dem seinerseits eine Geschwindigkeit v_t entsprechen würde. Es würde in allgemeinster Weise sein

---

[1]) Recherches hydrauliques. 1865. C. R. LVII. 1863. II. p. 192.

[2]) On the Friction of Water against solid surfaces of different Degrees of Roughness. Proc. R. Soc. London. XXXI. 1880/81. p. 55.

[3]) An Experimental Investigation of the Circumstances which determine whether the Motion of Water shall be direct or sinuous. Phil. Transact. CLXXIV. p. 955.

[4]) Hydrographie des Königreiches Böhmen. Prag 1873.

$$\frac{v_t}{v} = \frac{J^x}{J_t^x}.$$

Das wahre Gefälle J einer Stromstrecke aber ergibt, mit der Länge L der letzteren multipliziert, deren Fallhöhe H, während die Multiplikation von $J_t \times L$ eine andere Fallhöhe (H_r) ergibt, nämlich diejenige, welche die Wassermasse durchfallen muß, um die zur Ueberwindung des Reibungswiderstandes nötige Arbeit zu leisten. Für obige Proportion kann daher auch geschrieben werden

$$\frac{v_t^{\frac{1}{x}}}{v^{\frac{1}{x}}} = \frac{H}{H_r}$$

und

$$\frac{v_t^{\frac{1}{x}} - v^{\frac{1}{x}}}{v^{\frac{1}{x}}} = \frac{H - H_r}{H_r}.$$

Die Differenz der wirklichen Fallhöhe des Flusses und der Fallhöhe, welche zur Ueberwindung der Reibung nötig ist, ist aber die Höhe H_t, welche das Flußwasser durchfällt, um die Arbeit der Massentransporte zu bewältigen, und es ist daher

$$\frac{H_t}{H_r} = \frac{v_t^{\frac{1}{x}} - v^{\frac{1}{x}}}{v^{\frac{1}{x}}},$$

beziehentlich nach de Chézys Formel

$$\frac{H_t}{H_r} = \frac{\sqrt{v_t} - \sqrt{v}}{\sqrt{v}}.$$

Aus de Chézys Formel können auch die Gefällsgrenzen für die Wildwasserbewegung hergeleitet werden, bei welch letzterer die lebendige Kraft des Wassers größer ist, als diejenige, welche es nach Durchfallen der halben Wassertiefe erlangt hätte. Setzt man letztere gleich der hydraulischen Tiefe, so gilt für Wildwasser die Formel

$$m \frac{v^2}{2} > m g \frac{R}{2}$$

$$\frac{g}{b} . JR > g R$$

$$J > b.$$

Die Wildwasserbewegung tritt ein, sobald das Flußgefälle

eine gewisse Größe überschritten hat, welche ausgedrückt wird durch den Koeffizienten der hydraulichen Reibung bei unstetiger rollender Wasserbewegung.

d) Geschiebetransport.

Der Massentransport durch fließendes Wasser erfolgt auf drei verschiedenen Wegen, nämlich durch das Fortschieben und Fortrollen der am Grunde des Stromes befindlichen Materialien, durch das Forttragen der im Wasser schwebenden Teilchen und das Fortfließen der in ihm befindlichen gelösten Substanzen. Die ersteren Materialien bilden das Flußgeschiebe, die schwebenden den Schlamm, die gelösten den Salzgehalt des Flusses. Zwischen Flußgeschiebe, Flußschlamm und Salzgehalt des Flusses besteht quantitativ kein bestimmtes Verhältnis, aber eine Beziehung in genetischer Hinsicht. Das Flußgeschiebe wird bei seinem Transporte abgenutzt, die abgesprengten Splitter gesellen sich zum Schlamme, dessen Partikel in besonderem Maße der Lösung durch das Wasser ausgesetzt sind und allmählich gelöst werden. Je länger der Massentransport im Flusse dauert, desto mehr nutzt sich das Geschiebe ab, desto mehr Schlamm und gelöste Substanzen bilden sich. Aber keineswegs aller Flußschlamm und alle Salze des Flußwassers sind durch Zerkleinerung des Geschiebes entstanden; vielmehr führen die oberflächlich den Flüssen zueilenden Spülwasser denselben stets schlammige Partikel zu, und das Quellwasser bringt stets nicht unbeträchtliche Mengen gelöster Substanzen mit. Es werden in die Flüsse die unlöslichen lehmigen Rückstände der chemischen Verwitterung ebenso hineingespült wie die dabei entstandenen Salze, ganz zu schweigen von dem Staub, den der Wind ebenso in Flüsse wie auf das Meer weht.

Das Flußgeschiebe ist verschiedenen Ursprungs. Teilweise entstammt es dem Flußbette, von welchem es durch die Thätigkeit des Flusses selbst losgelöst worden ist; größerenteils aber rührt es von jenen Trümmern her, welche durch die mechanische Verwitterung losgelöst und dem Flusse durch zeitweilige Gerinne, nament-

lich durch Wildbäche, zugeführt worden sind. Ein dritter Teil des Flußgeschiebes endlich stammt von Massen her, welche von den Ufern infolge von Untergrabung derselben durch die Flüsse losbrachen. Indem die Flüsse aus dem oberflächlich vom Lande abfließenden und aus dem durch dasselbe gesickerten Quellwasser entstehen, sammeln sie in sich auch die Produkte der chemischen und mechanischen Verwitterung und führen dieselben größtenteils ins Meer. Den Flüssen ist es zu danken, daß die Verwitterungsprodukte sich nicht anhäufen, sondern stetig entfernt werden. Sie sind daher im Verein mit der Abspülung die Hauptursachen der fortschreitenden Entblößung des Landes von seinen Verwitterungsprodukten, der Denudation.

Die Bewegung des Flußgeschiebes erfolgt durch die Stoßkraft des Wassers, und zwar wird durch letztere zunächst die Größe der einzelnen Geschiebe bestimmt, während die Menge derselben keine unmittelbare Beziehung zu jener hat. Das Gewicht gleichgestalteter Flußgeschiebe wächst mit der sechsten Potenz der Flußgeschwindigkeit. Verdoppelt sich die Wassergeschwindigkeit, so vervierundsechzigfacht sich das Gewicht der transportablen Geschiebe. Es ist dies nach G. B. Airy einer der wenigen Fälle, in welchen sechste Potenzen in der Natur zu Geltung kommen [1]).

Ist v die Geschwindigkeit des Flusses, d das Gewicht der Kubikeinheit Wasser (1000 kg für 1 cbm), F der Querschnitt eines Geschiebes und ε ein von dessen Gestalt abhängiger Koeffizient, ist ferner g die Beschleunigung der Schwere, so ist die auf ein Geschiebe wirkende Stoßkraft des Wassers

$$P = \varepsilon \cdot \frac{v^2}{2g} F \,.\, d.$$

Handelt es sich um Kugeln, so ist nach Eytelwein $\varepsilon = 0{,}7886$, $F = r^2\pi$, und da ferner $g = 9{,}81$ m, $d = 1000$ kg ist, so ergibt sich

$$P = 126\, r^2 v^2 \text{ kg}.$$

Dieser Stoßkraft setzt jedes Geschiebe einen Widerstand entgegen, welcher proportional seinem Gewichte und der Reibung ist, welche beim Fortschieben entsteht. Sei nun J das Volumen eines

[1]) Min. Proc. Inst. Civ. Eng. XXIII. p. 227.

Körpers, d_1 das Gewicht der Maßeinheit desselben, ferner φ der Reibungskoeffizient, so ist der Widerstand desselben im Wasser

$$W = \varphi \, . \, J(d_1 - d).$$

Für Kugeln ist $J = \frac{4}{3} r^3 \pi$, für die meisten Gesteine $d_1 = 2200$, daher ergibt sich

$$W = 5026 \, \varphi \, r^3 \text{ kg}.$$

So lange nun der auf das Geschiebe ausgeübte Stoß kleiner ist als sein Widerstand, bleibt es liegen und es setzt sich erst in Bewegung, wenn das Gegenteil eintritt. Die Grenze zwischen Ruhe und Bewegung wird gegeben in dem Augenblick, in welchem sich Stoß und Widerstand die Wage halten. Dann ist

$$P = W,$$

daher

$$126 \, v^2 r^2 = 5026 \, r^3 \, \varphi$$

$$v = 6{,}32 \sqrt{r \varphi}.$$

Die Größe des Reibungswiderstandes hängt natürlich davon ab, ob das Geschiebe in der Horizontalen oder auf- und abwärts geschoben werden soll. Im ersteren Falle ist der Reibungskoeffizient (Stein auf Stein 0,5) für φ einzusetzen und es ergibt sich

$$v = 4{,}46 \sqrt{r}.$$

Im letzteren Falle ist die Neigung der Flußsohle, welche ganz anders beschaffen sein kann als die des Flußspiegels, in Betracht zu ziehen. Sei dieselbe in der Richtung der Wasserbewegung $-\alpha$ oder entgegen derselben $+\alpha$, und werde anstatt φ die Tangente des Reibungswinkels ρ ($= 27^0$) gesetzt, so ist

$$v = 6{,}32 \sqrt{r \frac{\sin(\rho \mp \alpha)}{\cos \rho}}.$$

Hieraus erhellt, daß in Flußbetten, welche sich im Sinne der Strömung senken, der Reibungswiderstand beträchtlich abnimmt, bis er endlich, falls die Bettneigung 27^0 beträgt, gleich Null wird, während er umgekehrt, wenn das Flußbett unter einem Winkel von 63^0 ansteigt, ein Maximum erreicht. Dann ist

$$v = 6{,}69 \sqrt{r}.$$

Dieser Widerstand ist größer als die Kraft, welche nötig ist, um einem frei im Wasser schwebenden Körper das Gleichgewicht zu halten; denn um letzteres zu ermöglichen, muß sein

$$v = 6{,}32 \sqrt{r}.$$

Es erhellt aus diesen Darlegungen, daß die Geschwindigkeit, bei welcher die Flüsse die Geschiebe in ihrem Bette unter den steilsten Winkeln aufwärts zu schieben beginnen, nur ein halbmal

größer ist, als diejenige, welche nötig ist, um sie in der Horizontalen zu bewegen.

In der Natur sind es kaum je Kugeln, die im Wasser fortgerollt werden, meist haben die Geschiebe walzen- oder scheibenförmige Gestalt. Sie können gewöhnlich als Rotationsellipsoide aufgefaßt werden. Der Widerstand, welchen ein jedes derselben der Bewegung entgegensetzt, ist unveränderlich, wogegen die auf sie ausgeübten Stoßkräfte nach ihrer Lage verschieden sind. Ist a ihre große, b ihre kleine Achse, so ist entweder

$$P = 126\, v^2 b^2$$

oder

$$= 126\, v^2 a\, b.$$

Für die Geschwindigkeit, bei welcher sie auf horizontalem Boden gerade noch liegen bleiben, ergibt sich daher entweder

$$v = 4{,}46 \sqrt{a}$$

oder

$$v = 4{,}46 \sqrt{b}\,.$$

Für einen stehenden Würfel mit der Kantenlänge l ist obiger Ausdruck noch mit $\sqrt{3} : 2 = 0{,}866$ zu multiplizieren, und es ergibt sich

$$v = 3{,}86 \sqrt{l}\,.$$

Die Abhängigkeit des bewegten Geschiebegewichtes von der sechsten Potenz der Wassergeschwindigkeit gilt nicht allein für das Fortschieben, sondern auch für das Fortrollen des Gerölles [1]).

Es handelt sich hierbei darum, daß ein Gerölle um irgend einen Punkt seines Umfanges, welcher um $r \sin\beta$ in der Horizontalen vom Mittelpunkte absteht, umgeworfen werden muß. Dabei ist ein Widerstand

$$W = \frac{4}{3} r^4 \pi \sin\beta\, (d_1 - d)$$

zu überwinden. Der auf das Gerölle ausgeübte Wasserstoß ist

$$P = 4 r^2 \pi \,.\, v^2 d,$$

dieser aber greift an einen Hebel von der Länge $r \cos\beta$, so daß eine Kraft

$$K = 4 r^3 \pi\, v^2 d \cos\beta$$

in Wirksamkeit tritt. Wenn sich Widerstand und Wasserstoß die Wage halten, ist

$$\frac{4}{3} r^4 \pi \sin\beta\, (d_1 - d) = 4 r^3 \pi\, v^2 d \cos\beta$$

$$v = \sqrt{r \frac{(d_1 - d)}{3 d} \operatorname{tang}\beta} = c \sqrt{r}.$$

[1]) Henry Law, Min. Proc. Inst. Civ. Eng. LXXXII. 1885. p. 79.

Tabelle über die Größe der bei verschiedenen Geschwindigkeiten bewegten Geschiebe nach Blackwell.

Geschwindigkeiten, mit welchen sich die Substanzen bewegen. Bg.: Beginn der Bewegung.

	Gewicht in g	Kubikinhalt ccm	Spez. Gew.	Geschwindigkeit der Strömung. Meter in der Sekunde.															
				0,30–0,38	0,38–0,46	0,46–0,53	0,53–0,61	0,61–0,69	0,69–0,76	0,76–0,84	0,84–0,91	0,91–0,99	0,99–1,07	1,07–1,14	1,14–1,22	1,22–1,30	1,30–1,37	1,37–1,45	1,45–1,52
Ziegel	616	303,2	2,05	—	—	—	—	—	—	—	Bg.	0,29	0,35	0,38	0,40	—	0,65	0,70	—
"	448	222,9	2,03	—	—	—	—	Bg.	—	—	0,35	—	—	0,46	—	—	—	0,70	—
"	252	120,1	2,12	—	—	—	—	Bg.	0,21	0,25	—	0,37	—	—	—	0,57	0,61	0,80	—
"	168	78,0	2,18	—	—	—	—	—	Bg.	—	—	0,13	—	0,37	—	0,61	0,65	—	—
"	84	42,5	2,00	—	—	—	Bg.	—	—	0,30	—	—	0,46	—	—	—	—	—	—
Oolith-Baustein	616	289,7	2,15	—	—	—	—	—	—	—	Bg.	0,30	0,35	0,38	0,44	—	—	—	—
"	252	109,7	2,32	—	—	—	—	—	—	Bg.	0,28	—	0,35	0,37	0,38	0,57	—	—	—
"	84	39,2	2,17	—	—	—	—	Bg.	—	—	—	—	0,41	0,44	0,57	—	—	0,68	—
Kreide	616	303,9	2,05	—	—	—	Bg.	—	0,18	0,20	—	0,37	0,40	—	0,51	—	0,54	—	—
"	448	208,9	2,17	—	—	—	—	—	Bg.	—	0,30	0,34	0,46	—	0,57	—	—	—	—
"	252	127,5	2,00	—	—	—	—	Bg.	—	0,28	—	0,41	—	0,57	—	—	—	—	—
"	168	84,8	2,00	—	—	—	—	Bg.	—	0,28	—	0,35	0,48	—	0,51	0,65	—	—	—
"	84	39,2	2,17	—	—	—	—	—	Bg.	0,23	0,29	0,31	—	0,54	—	—	—	—	—
Feuersteine	448	169,9	2,67	—	—	—	—	—	—	—	—	Bg.	—	0,30	0,32	—	0,48	0,56	—
"	252	99,1	2,57	—	—	—	—	Bg.	0,21	—	—	—	0,40	0,46	—	—	—	—	—
"	84	31,9	2,66	—	—	—	—	—	—	Bg.	—	—	0,33	0,41	0,44	0,54	—	—	—
Kohle	616	468,4	1,33	—	—	Bg.	—	—	—	0,28	—	—	0,46	0,54	0,57	—	—	—	—
"	84	67,3	1,26	—	Bg.	0,14	—	—	0,34	—	—	0,57	0,61	—	—	—	—	—	—
Kalkstein	140	49,5	2,86	—	—	—	—	—	Bg.	—	—	—	0,29	0,34	—	0,48	0,51	—	—
"	84	28,4	3,00	—	—	—	—	—	—	Bg.	—	—	0,27	—	—	0,38	—	0,44	0,61
"	42	14,1	3,00	—	—	—	—	—	—	Bg.	—	—	—	—	0,30	—	0,38	—	—
Schiefer	420	157,5	2,86	—	—	—	—	—	—	—	Bg.	—	—	—	0,61	—	—	0,65	—
"	112	39,0	2,90	—	—	—	—	Bg.	—	—	0,21	—	—	—	—	0,44	0,61	—	—
Granitbruchstücke	182	69,1	2,66	—	—	—	—	Bg.	—	0,20	0,30	—	0,35	0,38	—	0,54	—	—	—
"	84	31,8	2,67	—	—	—	—	Bg.	—	—	—	—	—	—	0,30	0,44	—	0,57	—
"	42	15,8	2,66	—	—	—	—	—	—	—	Bg.	—	0,34	—	0,40	0,46	0,61	—	—
Geschiebe	333	—	—	—	—	—	Bg.	—	0,33	—	0,40	—	—	—	—	0,47	—	—	—
"	165	—	—	—	—	—	—	—	Bg.	0,34	—	—	0,51	—	—	0,65	—	—	—
"	93	—	—	—	—	—	—	—	—	Bg.	—	0,46	—	0,61	—	0,70	—	—	—
Gerölle 6 mm Dm.	—	—	1,41	—	Bg.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
" 12,7 " "	—	—	1,46	—	—	—	—	—	Bg.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Nach T. E. Blackwell, citiert bei Beardmore, Manual of Hydrology. London. 1872. p. 7.

Die bisher vorgenommenen Experimente bestätigen im großen und ganzen die Abhängigkeit des Geschiebegewichtes von der sechsten Potenz der Wassergeschwindigkeit.

Am deutlichsten geht dies, wie Shelford zeigte[1]), aus den von Blackwell[2]) vorgenommenen Experimenten hervor, deren Ergebnisse in vorstehender Tabelle zusammengestellt sind.

Außer den eben angeführten Experimenten sind noch zahlreiche andere ausgeführt worden, um die Geschwindigkeit zu ermitteln, bei welcher Geschiebe verschiedener Größe transportiert werden.

Forbes[3]) bestimmte in einer Rinne die Geschwindigkeiten, bei welchen Geschiebe verschiedener Korngrößen durch das Wasser in Bewegung gesetzt werden und kam zu folgenden Ergebnissen.

Es wurde aufgewirbelt:

Feuchter Ziegellehm	bei einer	Geschwindigkeit	von	0,077	m	(Sec.)
Feiner Süßwassersand	„	„	„	0,213	„	„
Meeressand	„	„	„	0,337	„	„
Erbsenkörniger Kies	„	„	„	0,610	„	„

Dubuat[4]) untersuchte die Geschwindigkeit, bei welcher verschiedene Geschiebe in einer Rinne liegen blieben und fand folgende, oft reproduzierte Zahlen.

Es blieben liegen in einer glattwandigen Rinne:

Brauner Töpferthon	bei	0,081	m	Geschwindigkeit des Wassers pro Sec.
Sand dieses Thones	„	0,162	„	
Grober gelber Sand	„	0,216	„	
Geröll von Aniskorngröße	„	0,108	„	
Geröll von Erbsengröße	„	0,189	„	
Geröll von Bohnengröße	„	0,325	„	
Strandgerölle von 27 mm Durchmesser	„	0,650	„	
Eckige Feuersteine von Hühnereigröße	„	0,975	„	

Die gefundenen Werte lehren, soweit sie überhaupt einen Vergleich zulassen, daß zum Transporte von Geschieben kleinere Wassergeschwindigkeiten hinreichen, als zum Aufwirbeln derselben nötig sind.

Umpfenbach untersuchte natürliche Gerinne. Er beobachtete am Boden kleiner Gewässer bald Kies, bald Sand, bald

---

[1]) Min. Proc. Inst. Civ. Eng. LXXXII. 1885. p. 48.

[2]) Report of the Referees upon the Main Drainage of the Metropolis. Cit. von Beardmore. Manual of Hydrology. 1872. p. 7.

[3]) Abrading Power of Water at different Velocities. Proc. R. Soc. Edinb. III. 1856/57. p. 474.

[4]) Principes d'hydraulique et de pyrodynamique. Paris 1816. II. S. 95.

Lehm, je nachdem die Hochwassergeschwindigkeit derselben größer und kleiner ist. Es fand sich im Bachbette[1]):

	Bei einer Oberflächengeschwindigkeit des Hochwassers von
Feiner Lehm und Schlamm . . .	0,32 m pro Sec.
Körniger Sand	0,49 " " "
Sehr feiner Kies	0,65 " " "
Kies von 27 mm Korndurchmesser .	0,97 " " "
Kies von 54 mm Korndurchmesser .	1,62 " " "
Steine von 5 cbdm	2,27 " " "
Steine von 34 cbdm	3,25 " " "
Steine von 68 cbdm	4,87 " " "
Steine von 0,34–0,51 cbm	11,69 " " "

Diese Daten sind mit den vorigen nicht streng vergleichbar, da sie nur die Oberflächengeschwindigkeit, nicht die allerdings bei kleinen Gerinnen wenig geringeren Grundgeschwindigkeiten, bei welchen der Geschiebetransport erfolgt, angeben.

Suchier[2]) maß im Rheinbette bei Breisach, bei welcher Geschwindigkeit sich die Gerölle von selbst in Bewegung setzen und bei welchen Geschwindigkeiten aufgerührte Geschiebe verschleppt werden. Seine Ergebnisse lauten:

	Geschwindigkeit pro Sec. am Boden
A. Flußsohle mit feinem Schlamm bedeckt (beschlickt), keine spontane Geröllbewegung sichtbar bei .	0,694 m
Nach Aufrühren bewegen sich Geschiebe von:	
Bohnengröße bei	0,897 "
Haselnußgröße bei	0,923 "
Wallnußgröße bei	1,062 "
Taubeneigröße bei	1,123 "
B. Flußsohle blank gewaschen, die kleinsten Geschiebe bewegen sich freiwillig bei	1,180 "
Erbsen- und haselnußgroße Geschiebe bewegen sich freiwillig bei	1,247 "
Vernehmbares Geräusch der Geröllbewegung bei	1,300 "
Wallnußgroße Geschiebe bewegen sich freiwillig und solche von 250 g Gewicht nach Aufrühren bei	1,476 "
Steine von 1000 g rollen bei	1,589 "
C. Allgemeine Bewegung der Gerölle:	
Beschränkt auf solche von Taubeneigröße bei . .	1,623 "
" " " " Hühnereigröße bei . .	1,717 "
Gerölle von 1500 g laufen gelegentlich mit.	
Gerölle von unter 2500 g Gewicht in Bewegung bei	1,800 "
Alles Geröll in Bewegung bei	2,063 "

[1]) Theorie des Neubaus, der Herstellung und Unterhaltung der Kunststraßen. Berlin 1830. S. 5.

[2]) Die Bewegung der Geschiebe des Oberrhein. Deutsche Bauzeitung 1883. Nr. 56. S. 331.

Man kann aus dieser Tabelle deutlich entnehmen, daß zum bloßen Verfrachten der Geschiebe eine kleinere Wassergeschwindigkeit nötig ist, als um dieselben in Bewegung zu setzen. Es erhellt dies besonders aus folgender Nebeneinanderstellung.

Es bewegen sich:

	nach Aufrühren	freiwillig
Haselnußgroße Geschiebe bei	$v_1 = 0{,}923$ m,	$v_2 = 1{,}35$ m,
Wallnußgroße Geschiebe bei	$v_1 = 1{,}062$ m,	$v_2 = 1{,}39$ m,
Taubeneigroße Geschiebe bei	$v_1 = 1{,}123$ m,	$v_2 = 1{,}45$ m.

In diesen drei Fällen sind die Quotienten:

$$\frac{v_2}{v_1} = 1{,}35,\ 1{,}39,\ 1{,}45, \qquad \frac{v^2_2}{v^2_1} = 1{,}82,\ 1{,}93,\ 2{,}09.$$

Im allgemeinen stimmen Suchiers Ergebnisse weniger mit den weit verbreiteten von Dubuat, als mit jenen von Umpfenbach überein, was wohl in dem Umstande begründet ist, daß Dubuat künstliche Verhältnisse seinen Beobachtungen zu Grunde legte, während Umpfenbach und Suchier natürliche Vorgänge verfolgten.

Der Transport der Flußgeschiebe geschieht im allgemeinen durch Fortrollen, und ein Fortschieben kommt viel seltener vor. Das Fortrollen erfolgt entweder massenhaft oder einzeln. Im ersteren Falle ist das gesamte Geschiebe der Flußsohle in Bewegung, man hört die einzelnen Rollsteine unablässig aneinanderschlagen, und es wandert ein förmlicher mit Wasser imprägnirter Geröllstrom, welcher nach den von Pestalozzi [1]) mitgeteilten Beobachtungen vom Rheine bei Ragaz und der Birsig in Basel eine Tiefe von über 3 m haben kann. Ein solcher Massentransport groben Gerölles scheint nur in Gebirgsflüssen und zwar nur bei Hochwasser vorzukommen, während feinere sandige Bestandteile weit häufiger in Form von „Wolken“ transportiert werden [2]). Gewöhnlich geschieht der Transport des Flußgeschiebes stoß- und ruckweise. Es stößt das Wasser auf die Breitseite der Gerölle, so daß sie um ihre Längsachse gedreht

---

[1]) Die Geschiebsbewegung und das natürliche Gefälle der Gebirgsflüsse. Progr. eidgenöss. polytechn. Schule. 1878/79. Zürich. S. VI.

[2]) Hübbe, Von der Beschaffenheit und dem Verhalten des Sandes. Zeitschr. f. Bauwesen. XI. 1861. S. 19. 183.

werden [1]) und eine Strecke weit laufen. Ihr Pfad ist nach J. Schmidt [2]) bei mittlerem und niedrigem Wasserstande ein schlangenförmiger, entsprechend der spiraligen Wasserbewegung, bei höherem Wasserstande ist er ein nahezu geradliniger; dann schreitet nach Hübbe der Sand in Form einzelner „Wellen" im Flußbette fort. Anstatt von Wellen spricht man besser von einzelnen Kies- oder Sandbänken, welche kaum einem Flusse fehlen, und namentlich auch an kanalisierten Flußstrecken zur Entwickelung gelangen. Diese Bänke sind meist von dreieckiger Gestalt und legen sich dermaßen an das Ufer, daß sie stromaufwärts sich sanft abdachen und allmählich verjüngen, während sie stromabwärts verhältnismäßig steil abbrechen und rasch aufhören. In einem regelmäßigen Strome lagern die Bänke regelmäßig alternierend an beiden Ufern; gegenüber einer jeden Bank drängt sich der

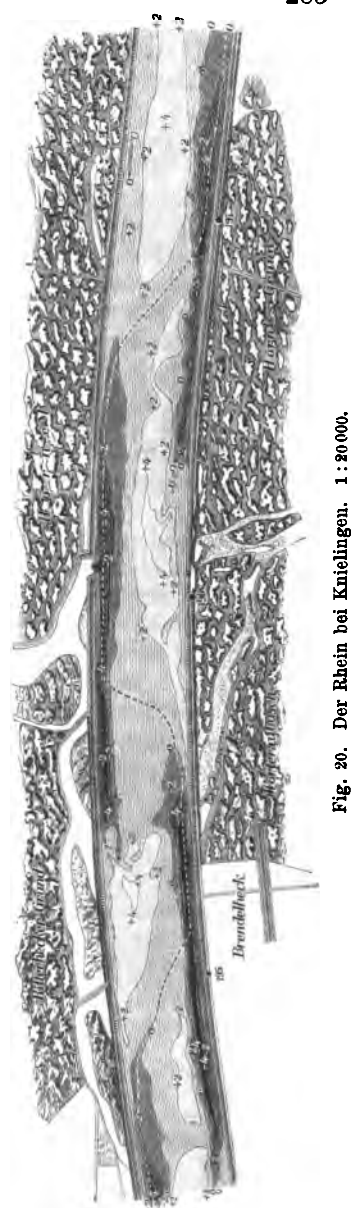


Fig. 20. Der Rhein bei Knielingen. 1 : 20000.

[1]) Hagen, Handbuch der Wasserbaukunst. 2. Teil. Die Ströme. I.

[2]) Hydrologische Untersuchungen an den öffentlichen Flüssen im Königreiche Bayern. München 1884. S. 18.

Stromstrich an das entgegengesetzte Ufer, so daß es hier zur Entwickelung einer Prallstelle und besonderen Tiefen kommt, die Pfuhle oder Wooge genannt werden. Zwischen je zwei benachbarten, schräg einander gegenüberliegenden Bänken erstreckt sich eine Schwelle, auch Kopf genannt, so daß das Strombett in eine Reihe isolierter, durch Schwellen getrennter Löcher zerfällt. Von dieser regelmäßigen Entwickelung machen die verwilderten Stromstrecken eine Ausnahme. Hier liegen die Bänke wirr, treten mitten im Strome als flache Haufen auf, welche den Stromstrich in einzelne Aeste teilen.

Die Geröllbewegung erfolgt stets langsamer als die des Wassers; nach Blackwells Untersuchungen kann im großen und ganzen das Produkt aus dem spezifischen Gewicht und der Geschwindigkeit der Gerölle gleich der Wassergeschwindigkeit gesetzt werden. Es sind die Bewegungsgrößen des Wassers und seines Geschiebes einander gleich. Jedoch geschieht der Geschiebetransport nie kontinuierlich, sondern ruckweise derart, daß von der stromaufwärts gerichteten Seite der Bank die Gerölle losgelöst und auf dieselbe hinauf gerollt werden. Ueber die Bank gebracht, lagern sie sich in ruhigem Wasser dachziegelähnlich, gegen die Stromrichtung fallend ab. So wächst jede Bank in dem Maße stromabwärts, als sie stromaufwärts abgetragen wird. Es wandern die Bänke in ganz regelmäßiger Weise stromabwärts. Am mittleren Rheine verschiebt sich jährlich eine Bank 200 bis 400 m weit abwärts, in Hochwasserjahren dreimal so weit, und nach 7 Jahren ist eine Bank an Stelle der vorher unmittelbar unterhalb von ihr gelegenen angelangt [1]). In entsprechender Weise verändern die Bänke in der regulierten Donau bei Wien den Ort; sie sind in 7 Jahren 700—1000 m stromab gewandert [2]).

In Strömen mit Geröllbänken wird der Sand viel leichter bewegt als das Gerölle. Er wandert im allge-

---

[1]) Grebenau, Die Flußverhältnisse des Oberrhein von Straßburg abwärts. Deutsche Bauzeitung. VII. 1873. S. 283.

[2]) Penck, Die Donau. Schriften des Vereins z. Verbreit. naturw. Kenntnisse. Wien. XXXI. 1891. S. 21.

meinen mit dem Wasser und kommt nur in ruhigen Winkeln zur Ablagerung, so namentlich an der stromabwärts gerichteten Seite der Bänke, ferner in dem stillen Wasser hinter Hindernissen. Man sieht z. B. unterhalb von Steinblöcken, welche da und dort in kleineren Flüssen liegen, häufig langgedehnte Streifen Sandes. Dieser an ruhigen Stellen, vielfach auch in Widerströmungen, den Neeren, abgelagerte Sand erhält unter dem Einflusse der Wellenbewegung des Wassers eine charakteristisch gewellte Oberfläche. In Flüssen, welche keine größeren Gerölle aufweisen, wandert der Sand in derselben Weise in Bänken, wie sonst das Gerölle.

Nach Partiot[1]) wandern die Sandbänke der Loire mit folgenden Geschwindigkeiten:

Département	Tägliche Bewegung Juni bis Nov. 1858	Nov. bis Mai 1859	Mittel	Gefälle der Loire
Loiret	3,61 m	18,65 m	11 m	0,45 ‰
Loire et Cher .	1,72	8,43	5	0,39
Indre et Loire .	1,72	8,61	5	0,39
Maine et Loire.	1,92	2,37	2	0,28

Sainjon[2]) möchte diese Beobachtungen durch die Formel

$$D = 0{,}0013\,(v^2 - 0{,}11)$$

ausdrücken, in welcher D den täglich zurückgelegten Weg der Sandbank, v die Geschwindigkeit des Wassers bezeichnet.

Das Wandern von Sand bot sich gute Gelegenheit in dem Vordernberger Bache unweit Leoben in Steiermark zu beobachten. In diesen Bach werden die flüssigen Schlacken der Hochöfen geleitet, welche bei Berührung mit dem Wasser in kleine Partikel zerstäuben. Letztere werden mehrere Kilometer weit fortgerollt. Man bemerkt deutlich, wie sie sich beträchtlich langsamer als das Wasser bewegen. Dort, wo dessen Bett eben ist, findet die sehr lebhafte Wanderung in der ganzen Breite des Baches statt, und man sieht häufig, wie ein Bodenteilchen sich plötzlich in Bewegung setzt, um mehrere Meter weit zu rollen; dort aber, wo ein Steinblock das Wasser teilt, gräbt dasselbe zu beiden Seiten desselben Furchen in die Fläche der bereits aufgeschütteten Schlackenpartikel ein, und die über jene Fläche rollenden Bröckchen werden von der abgelenkten Strömung weiter geschafft, um in irgend

[1]) Sur les sables de la Loire. Annal. des ponts et des chaussées. (5). I. 1871. Mémoires. p. 233.

[2]) Vergl. auch Lechalas, Sur les rivières à fond de sable. Annales des ponts et des chaussées. (5). I. 1871. p. 381.

einem Winkel wieder abgesetzt zu werden. An Stellen, wo die Bachoberfläche Wellungen zeigt, wiederholen sich dieselben am Boden, dessen Gestaltung sich von Minute zu Minute ändert. Es haben diese Vorgänge unverkennbare Aehnlichkeit mit dem Sandtreiben bei Sturm, und in der That hat schon Elie de Beaumont[1]) die Sandbewegung in einem Flusse mit der Dünenwanderung verglichen.

Das Gesamtvolumen der in den Flüssen und Strömen wandernden Kies- und Sandbänke ist ein sehr beträchtliches. Da an jeder Uferstelle Pfuhle und Kiesbänke regelmäßig aufeinander folgen, so muß sich die Geschiebewanderung mindestens bis zur Tiefe der Pfuhle fortsetzen, und die Mächtigkeit des wandernden Geschiebes ist ungefähr gleich der mittleren Tiefe der Pfuhle vermindert um die mittlere Tiefe des Flusses. Hiernach kann man die Mächtigkeit der im Bette der regulierten Donau bei Wien wandernden Kiesschicht auf 4 m veranschlagen.

Indem das Wasser an seinem Grunde Geschiebe fortrollt, erleidet es einen Verlust an Stoßkraft und damit an Geschwindigkeit. Sobald nun aber, wie dies bei gleichförmiger Bewegung der Fall ist, die Wassergeschwindigkeit eine konstante Größe ist, muß der durch den Gerölltransport bewirkte Verlust an Stoßkraft immer aufs neue ersetzt werden, und zwar kann dies nur durch jene Kraft geschehen, welche bei der Fallbewegung des Wassers im Flusse entsteht. Diese Kraft jedoch wird größtenteils zur Ueberwindung des Reibungswiderstandes verwendet, und nur ein, wie oben gezeigt, noch unberechenbarer Anteil derselben dient dem Gerölltransporte. Ist also die Größe der in letzterem geleisteten Arbeit noch nicht berechenbar, so gilt dies in noch höherem Maße von der Menge des transportierten Geschiebes, da zur Verfrachtung ein und derselben Geröllmasse je nach der Natur des Flußbettes sehr verschieden große Kräfte erheischt werden. Unter solchen Verhältnissen ist kein bestimmtes Verhältnis zwischen der Größe der Stoßkraft und der Geschiebeführung eines Flusses zu erwarten, und man ist bei Bestimmung der letzteren ausschließlich auf die Beobachtung verwiesen, welche lehrt, daß die Menge der von

[1]) Leçons de géologie pratique. II. Paris 1849. p. 142.

großen Strömen bewegten Geschiebe nur einige Hunderttausendstel der Wassermenge beträgt.

Die Größe der jährlich durch ein bestimmtes Profil passierenden Geschiebemenge hat man bislang nur dort mit einiger Genauigkeit bestimmen können, wo die Flüsse sich in Seen ergießen und ihre Sinkstoffe zu Deltas aufschütten. Nach A. Heim[1]) führte die Reuß 1851—1879 jährlich 146187 cbm Geschiebe in den Urner See, während sie gleichzeitig jährlich 750000000 cbm Wasser in denselben ergoß, darnach transportierte 1 cbm Wasser kaum 200 cbcm bezw. 400 g Geschiebe. In 152 Jahren, seit ihrer Einleitung in den Thuner See, hat die Kander nach Steck[2]) 56760000 cbm Geröll abgelagert, auf 1 cbm Wasser also nur 300 cbcm bezw. 600 g Geschiebe. J. Wey[3]) berechnete die vom Rhein 1865—1885 jährlich in den Bodensee geschüttete Geschiebemenge auf 47000 cbm, die von der Bregenzer Ache 1861—1885 jährlich herbeigeführte auf 87410 cbm. Die in den Chiemsee durch die Ache geführte Geschiebemasse läßt sich auf etwa 142100 cbm jährlich berechnen[4]), während die Wassermasse der Ache 1,137 Milliarden cbm beträgt, so daß also 1 cbm Wasser etwa 127 cbcm (254 g) Geschiebe trägt. In allen diesen Fällen handelt es sich um Gebirgsflüsse, deren Geschiebeführung sohin dem Volumen nach nur einige Zehntausendstel der Wassermenge beträgt.

In roher Weise kann man die Menge des bewegten Geschiebes aus der Schnelligkeit des Wanderns der Geschiebebänke berechnen. Nach den Angaben von Grebenau[5]) läßt sich die Geschiebemenge, welche der Rhein oberhalb Germersheim durch ein Profil befördert, auf 278000 cbm jährlich schätzen, so daß auf 1 cbm Wasser kaum 7 cbcm Geschiebe kommen. Nach ähnlichen Schätzungen wurde die jährlich ein Profil der Donau bei Wien passierende Geschiebemenge auf 465000 bis 894500 cbm veranschlagt[6]), im Mittel 13 cbcm auf 1 cbm Wasser. Genaue Lotungen haben hier den Umfang der im

[1]) Ueber die Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. schweiz. Alpenklub. XIV. 1878/79. S. 371.

[2]) Die Denudation im Kandergebiet. XI. Jahresb. geogr. Gesellsch. Bern 1891/92.

[3]) Die Umgestaltung der Ausmündung des Rheins und der Bregenzer Ach in den Bodensee während der letzten 20 bezw. 24 Jahre. Schweiz. Bauztg. IX. 1887. Nr. 6.

[4]) Vergl. Penck. Referat von E. Bayberger, Der Chiemsee (Mitteil. Ver. f. Erdk. Leipzig 1889) im Neuen Jahrb. f. Min. u. Geol. 1890. II. S. 312.

[5]) Der Rhein vor und nach seiner Regulierung auf der Strecke von der französisch-bayerischen Grenze bis Germersheim. Jahresb. der Pollichia. Dürkheim 1869.

[6]) Penck, Die Donau. Schrift. d. Ver. zur Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien 1891. XXXI. S. 82.

Flußbette bewegten Geschiebemassen ergeben: Es wurden auf dieser 14,3 km langen Strecke

1876—1878	jährlich	entfernt	319400	cbm
1878—1879	„	abgelagert	462900	„
1879—1880	„	entfernt	338300	„
1880—1881	„	entfernt	140000	„
1881—1884	„	abgelagert	68200	„

Es ist hieraus zu entnehmen, daß die Geschiebeführung größerer Ströme nur einige Hunderttausendstel der Wassermenge beträgt.

Der Geschiebetransport erfolgt keineswegs immer gleichmäßig, sondern er ist bei hohem Wasserstande viel größer als bei mittlerem oder niedrigem. Die Hochwasser sind die eigentlichen Träger des Geschiebetransportes. Es erhellt dies deutlich aus den Daten über das Wandern der Sandbänke in der Loire, welche sich im Winter, zur Hochwasserzeit, rascher bewegen, als während des Sommers. In der That wachsen zwei Größen mit der gesteigerten Wasserführung eines Flusses, nämlich sowohl die zum Gerölltransporte verwendbare Kraft als auch der Durchmesser der verfrachtbaren Geschiebe.

Herrscht zwischen der Kraft, die zum Ueberwinden der Reibung, und jener, die zum Geröllransporte verwendet wird, ein bestimmtes Verhältnis, so wachsen beide proportional der Wassermasse und mit letzterer vergrößert sich auch bei Hochwasser die Menge des verfrachteten Geschiebes. Außerdem wird bei jedem Hochwasser die Wassertiefe vermehrt, welche im allgemeinen nur unwesentlich von der hydraulischen Tiefe abweicht. Letztere aber ist dem Quadrat der Geschwindigkeit des Wassers proportional und mit diesem wächst der Durchmesser der transportablen Gerölle. Die Durchmesser der von einem Flusse verfrachteten Gerölle wachsen sohin ungefähr mit seiner Tiefe. In der That fand Hübbe, daß die Größe der Sandkörner in der Elbe mit der Tiefe des Stromes zunahm.

Bei Hochwassern gewinnt der Fluß aber nicht bloß an Tiefe, sondern auch oft an Breite, indem er aus seinen Ufern heraustritt. Dann hat man zwischen normalem Flußbett und Ueberschwemmungsbett zu scheiden und beide sind gesondert zu betrachten. Das Flußbett erfährt durch das Hochwasser eine Vermehrung seiner Tiefe und dementsprechend steigert sich die Stoßkraft des Wassers. Im Ueberschwemmungsgebiete ist wegen der geringeren Wassertiefe die Wassergeschwindigkeit eine bedeutend geringere und dementsprechend die Stoßkraft kleiner. Treten Wasser, die sich im Flußbette mit Sinkstoffen beladen haben oder Gerölle vor sich her trieben, in das Ueberschwemmungsgebiet über, so lassen sie hier die transportierten Materialien liegen, und während im eigent-

lichen Bette die Geröllmassen in Bewegung gesetzt werden und hier eine wahre Ausfegung stattfindet, erfährt der Boden des Ueberschwemmungsgebietes eine allmähliche Erhöhung, so daß ein und derselbe Fluß nebeneinander zwei durchaus verschiedene Wirkungen ausübt.

Geschieht bereits in gewöhnlichen Flüssen der Gerölltransport hauptsächlich durch Hochwässer, so erfolgt er in den periodisch fließenden Gerinnen ausschließlich durch dieselben, und es kann dementsprechend auch in nur zeitweilig fließenden Gewässern unter Umständen ein viel bedeutenderer Geschiebetransport erfolgen, als nach der mittleren Wasserführung derselben zu erwarten wäre. Es treten eben mit einem Male ziemlich beträchtliche Kräfte in Wirkung. Die Schilderungen von Thomas King[1]) über die Ueberschwemmungen in der Atacamawüste, die von Gürich[2]) von dem Abkommen südwestafrikanischer Flüsse liefern gute Beispiele hierfür.

Bei ihrer Wanderung im Flußbette nutzen sich die Gerölle merklich ab. Sternberg[3]) teilt folgende Beobachtungen hierüber mit, welche am Rheine zwischen Hüningen und unterhalb Mannheim angestellt wurden.

Beobachtungsort	Anzahl der Gerölle in 0,27 cbm (1 Kubikfuß)	Gewicht des größten Gerölles	Länge des Flußlaufes bis zum Beobachtungsorte, von Hüningen angenommen
		kg	m
Unterhalb der Wiesemündung	600	5,870	690
Neuenburg	1211	4,750	29100
Breisach	1540	2,900	55920
Unterhalb der Mündung von Elz und Dreisam	7500?	2,250	91410
Unterh. d. Mündg. v. Kinzig u. Ill	1900	1,500	139800
Unterhalb der Murgmündung	4821	1,000	180300
Mannheim unterh. d. Neckarmdg.	5876	0,100	261600

[1]) Description of a dry River Bed in the Desert of Atacama. Trans. geolog. Soc. Glasgow. VI. Heft 1. 1879. p. 18.

[2]) Deutsch-Südwestafrika. Mitteil. geogr. Gesellsch. Hamburg. 1891/92. Heft 1. S. 66.

[3]) Untersuchungen über Längen- und Querprofil geschiebeführender Flüsse. Zeitschr. f. Bauwesen. 1875. S. 483.

Diese Daten lassen deutlich erkennen, wie die Geröllgröße ziemlich regelmäßig abnimmt, solange der Fluß in einer Ebene fließt und ihm nicht durch die Abspülung seiner Thalgehänge neues Material zugeführt wird. Derselbe Rhein, welcher am Nordende der oberrheinischen Tiefebene nur noch Sand und kleines Gerölle führt, wird bei seinem Duchbruche durch das rheinische Schiefergebirge wieder mit grobem Geschiebe belastet; noch bei Köln hat er faustgroße Gerölle und erst beim Verlassen des Deutschen Reichs wieder dasselbe feinkörnige Geschiebe, wie am Ende der oberrheinischen Tiefebene. „Die Stufenfolge in der Größe des Materials ist daher nicht zu verkennen, und gewiß rührt dieselbe vorzugsweise von der Beschaffenheit der Ufer, und zwar nicht nur des Stromes selbst, sondern auch der Nebenflüsse her [1]).“

Weitere Angaben bietet v. Hochenburger [2]) für die Mur. Nach ihm ist die mittlere Größe der Geschiebe

bei	Graz		224 cbcm,
„	Gössendorf	(10 km unterhalb Graz)	184 „
„	Wildon	(26 „ „ „)	132 „
„	Landscha	(43 „ „ „)	117 „
„	Unterschwarza	(56 „ „ „)	81 „
„	Dippersdorf	(71 „ „ „)	60 „
„	Leitersdorf	(83 „ „ „)	50 „
„	Mauth-Eichdorf	(101 „ „ „)	33 „
„	Wernsee	(112 „ „ „)	37 „
„	Unter-Mauthdorf	(120 „ „ „)	21 „

Nach v. Hochenburger sind die Geschiebsgrößen durch die Ordinaten einer parabolischen Kurve darstellbar, während die Zeiten als Abszissen erscheinen; nach Sternberg ist die Abnutzung eines Gerölles proportional seinem Gewichte im Wasser und dem von ihm zurückgelegten Wege. Mit dieser Auffassung stimmen auch v. Hochenburgers Beobachtungen befriedigend überein. Experimente lassen ferner erkennen, daß die Beschaffenheit des Materiales in wesentlichster Weise die Abnutzung beein-

---

[1]) Hagen, Handbuch der Wasserbaukunst. Die Ströme. I. 3. Aufl. 1871. S. 164.

[2]) Ueber Geschiebsbewegung und Eintiefung fließender Gewässer. Leipzig 1886. S. 53.

flußt. Daubrée[1]) ließ eckige Gesteinsfragmente in einer Trommel drehen. Zunächst nutzten sich dieselben sehr rasch ab, indem die Kanten abgeschliffen wurden; die Granitbrocken verloren 40 % ihres Gewichtes, nachdem sie 25 km zurückgelegt hatten, später aber, nach erlangter Rundung, verloren sie nur noch 0,1 bis 0,4 % ihres Gewichtes auf einen durchmessenen Kilometer. Für andere Materialien wurden folgende Werte erlangt:

Feldspat in eckigen Fragmenten	0,3 %	Gewichtsverlust	pro km
„ „ abgerundeten „	0,2 %	„	„ „
Obsidian	0,3 %	„	„ „
Serpentin	0,3 %	„	„ „
Feuerstein	0,02 %	„	„ „

Edvard Erdman[2]) ließ Gesteinsfragmente in einem gepflasterten Troge schaukeln. Die Anzahl der ausgeführten Schaukel-

	Anzahl der Steine bei Beginn des Versuches	Mittleres Gewicht eines einzelnen	Mittlerer Gewichtsverlust eines Steines pro km	Anzahl der Gerölle bei Schluß des Versuches
Erster Versuch mit eckigen Fragmenten, zurückgelegter Weg 6,88 km				
Granit	57	36,54 g	0,30 %	60
Orthoceras-Kalkstein .	50	61,22	1,29	72
Körniger Kalkstein . .	68	40,01	0,92	77
Kambrischer Sandstein	50	26,36	0,72	53
Rhätischer Sandstein .	42	40,48	5,85	—
Thonschiefer	45	24,55	1,59	56
Zweiter Versuch mit den bereits abgerollten Fragmenten, zurückgelegter Weg 13,54 km				
Granit	45	28,33 g	0,42 %	47
Orthoceras-Kalkstein .	51	26,18	1,83	66
Körniger Kalkstein . .	51	24,43	1,43	54
Kambrischer Sandstein	29	21,24	0,75	30
Rhätischer Sandstein .	25	13,96	7,38	—
Thonschiefer	40	11,38	3,16	52

[1]) Recherches expérimentales sur le striage des roches, la formation des sables et les décompositions chimiques par les agents mécaniques. C. R. XLIV. 1857. p. 997. — Bull. Soc. géolog. de France. (2). XV. 1857/58. p. 250. — Annales des mines. 1857. XII. p. 535. — Archives Bibl. univers. 1857. XXXV. p. 299. — Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris 1879. p. 248.

[2]) Bidrag till kännedomen om rullstenars bildande. Geolog. Föreningens Förh. Stockholm 1879. IV. p. 407.

bewegungen multipliziert mit der Länge des Troges ergab den von den Bruchstücken zurückgelegten Weg. Das erzielte Ergebnis ist in vorstehender Tabelle mitgeteilt.

Hieraus erhellt der Weg, welchen Gesteinsbrocken zurücklegen müssen, bis sie ganz zerstört sind. Derselbe ist für Fragmente von

rhätischem Sandstein	mit	je	40	g	mittlerem	Gewicht:	15 km
Thonschiefer	"	"	24	"	"	"	42 "
Orthoceras-Kalkstein	"	"	61	"	"	"	64 "
körnigem Kalkstein	"	"	40	"	"	"	85 "
Granit	"	"	36	"	"	"	278 "

Bei allen diesen Versuchen entstand als Endresultat der Abrollung ein feiner Schlamm, und Daubrée beobachtete zugleich, daß manche Substanzen in Lösung gingen. 3 kg Granit lieferten nach zurückgelegten 160 km 3,3 g löslicher Substanzen. Es werden also durch die Geröllbewegung die suspendierbaren und löslichen Substanzen, also das leicht transportable Material, vermehrt. Beobachtungen, welche T. G. Bonney[1]) über die Größe der Geschiebe von Alpenflüssen anstellte, bestätigen die obigen Experimente.

e) Transport schwebender und gelöster Substanzen.

Erfolgt der Transport des Flußgerölles am Grunde des Flusses und sind dabei im wesentlichen die Widerstände gleitender und rollender Bewegung zu überwinden, so werden die suspendierten Bestandteile im gesamten Querprofile des Flusses verfrachtet, und zwar im allgemeinen dadurch, daß die Wasserbewegung mit ihren aufsteigenden Strömungen sie hindert, zu Boden zu fallen. Die Fallbewegung geschieht bei sehr kleinen Partikeln mit gleichförmiger Geschwindigkeit, welche proportional ist dem Quadrate des Durchmessers des Partikels und um so rascher, je wärmer das Wasser ist.

Sobald nun eine Flüssigkeit in ungleichmäßiger rollender Bewegung begriffen ist, so wird eine jede aufsteigende

[1]) Observations on the Rounding of Pebbles by Alpine Rivers. Geolog. Mag. (2). V. 1888. p. 54.

Strömung von der Geschwindigkeit, mit welcher die Partikel zu Boden fallen, dieselben in der Schwebe halten, und es werden in fließendem Wasser Partikel unter einer gewissen Größe überhaupt nie zu Boden fallen können. Diese Größe wird um so stattlicher sein, je schneller die aufsteigenden Strömungen und je niedriger die Temperatur des Wassers ist.

Sei W der Reibungswiderstand, den eine Kugel mit der Geschwindigkeit c und mit dem Radius r in einer Flüssigkeit mit dem Reibungskoeffizienten μ erfährt, so ist

$$W = 6 \pi \mu r c.$$

Die auf eine Kugel mit dem spez. Gew. d_1 wirkende Schwere P ist aber, wenn d das spez. Gew. der Flüssigkeit ist,

$$P = \frac{4}{3} r^3 \pi (d_1 - d) g.$$

Findet nun ein gleichförmiges Sinken der Kugel statt, so ist

$$W = P$$

$$6 \pi \mu r c = \frac{4}{3} r^3 \pi (d_1 - d) g$$

$$c = \frac{2}{9} \frac{r^2 (d_1 - d)}{\mu} g = k r^2.$$

Für Gesteine kann d_1 im Mittel gleich 2,5, für Wasser $d = 1$ gesetzt werden, und g ist gleich 981, da alle Maße in Centimeter auszudrücken sind; μ wechselt mit der Temperatur, es ist für 0,2° $\mu = 0{,}01858$, für 10° $\mu = 0{,}01317$, für 20° $\mu = 0{,}01002$, für 30° $\mu = 0{,}00800$; für Gesteinspartikel ist daher

$$c = 327 \frac{r^2}{\mu}.$$

Hiernach sind folgende Fallgeschwindigkeiten (Sek.) berechnet:

Korn-	Fallgeschwindigkeit bei			
durchmesser	0°	10°	20°	30°
0,01 cm	7,04 cm	9,93 cm	13,05 cm	16,35 cm
0,001	0,074	0,099	0,131	0,163

Man sieht daraus, daß bei höheren Temperaturen der Fall viel rascher erfolgt als bei niedrigeren, und zwar bei 23° C. doppelt so schnell als bei Temperaturen von wenig über 0°. Es sind daher bei warmen Flüssen viel größere Wassergeschwindigkeiten nötig, um manche Substanzen in der Schwebe zu erhalten, als

in kalten, und die Fähigkeit, Sinkstoffe zu verfrachten, ist bei einem Gletscherfluß oder einem durch die Schneeschmelze gespeisten Strom viel größer als bei einem sonst gleichen tropischen Gerinne. Weiter zeigt die Tabelle, daß zum Transporte mikroskopischer Gesteinssplitter ganz minimale Geschwindigkeiten aufsteigender Strömungen nötig sind. Es sei endlich bemerkt, daß Experimente eine bemerkenswerte Differenz zwischen der theoretischen Fallgeschwindigkeit und der wirklichen ergeben, welch' letztere stets geringer ausfallen, als die Rechnung verlangt. Barus[1]) schließt hieraus auf chemische Vorgänge in der Nachbarschaft der schwebenden Stoffe.

Ist sohin die Größe der suspendierten Bestandteile beeinflußt von der Schnelligkeit der aufsteigenden Strömungen, so ist ihre Menge wiederum von jener Kraft abhängig, welche die Flußwasser durch ihren Fall gewinnen und welche nicht zum Ueberwinden der Reibung verbraucht wird; denn indem die aufsteigenden Strömungen Partikel verschleppen, verringern sie zunächst ihre eigene Geschwindigkeit, und es würde sich die gesamte Wasserbewegung verlangsamen, wenn nicht der Verlust an Stoßkraft immer von neuem ersetzt würde. Sohin steht die Menge der suspendierten Teile außer direkter Beziehung zur Geschwindigkeit der Ströme.

Dies legten zunächst Humphreys und Abbot dar. Der Mississippi führte

					Geschwindigkeit	Temperatur
202 g	Schlamm	im	Kubikmeter	bei	0,500 m	12°
219	„	„	„	„	1,070	24
399	„	„	„	„	1,685	17
403	„	„	„	„	1,798	15
595	„	„	„	„	1,231	26
622	„	„	„	„	0,744	28
800	„	„	„	„	1,298	28
801	„	„	„	„	0,963	28
1000	„	„	„	„	1,234	29
1003	„	„	„	„	1,436	28

[1]) Subsidence of fine solid Particles in Liquids. Bull. U. S. geolog. Survey Nr. 36. 1886. Vergl. auch Am. Journ. (3). XXXVII. 1889. p. 122.

Auch zur Wassermenge steht der Schlammgehalt nicht immer in deutlich erkennbarer Beziehung. 22 130 cbm Mississippiwasser von 1,344 m Geschwindigkeit und 26° C. enthielten einmal 34 080 kg Schlamm, während ein ander Mal beinahe dieselbe sekundliche Wassermenge (22 490 cbm) von fast der gleichen Geschwindigkeit (1,375 m) und Temperatur (26° C.) nur 14 978 kg suspendierter Bestandteile trug. Im großen und ganzen jedoch wächst mit der Wassermenge und der Geschwindigkeit auch die Schlammführung der Ströme. Sie zeigt daher bei Hochwasser eine weit größere Zunahme als die Wassermenge selbst, sie wächst rascher als letztere.

Die suspendierten Bestandteile sind nicht gleichmäßig im Flusse verteilt. Nahe dessen Boden sind sie reichlicher als in mittleren Tiefen und an der Oberfläche; überdies sind sie gelegentlich am einen Ufer spärlicher als am anderen. Dies lehren folgende Zusammenstellungen.

	Schlammgehalt, Gramm in 1 cbm Wasser			
	Oberfläche	Mittl. Tiefe	Boden	Mittel
Mississippi (Carrolton)[1] .	558	652	677	629
Irrawaddy (Henzada)[2] .	408	512	1377	766
Elbe (Geesthacht)[3] . . .	32	—	34	—
Donau (Sulinamündung)[4] .	325	—	—	422
	Pester Ufer	Strommitte	Ofener Uf.	Mittel
Donau (Budapest)[5] . . .	172	166	130	144

Sehr groß sind die zeitlichen Schwankungen des Schlammgehaltes; in der Sulinamündung der Donau war

---

[1]) 1851/52. Humphreys and Abbot, Report on the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. Philadelphia 1861.

[2]) 1877/78. Berechnet nach R. Gordon, Report on the Irrawaddy. Rangoon 1880. III. p. 27.

[3]) 1854/55. Hübbe, Ueber die Eigenschaften des Schlammes. Zeitschr. f. Bauwesen. X. 1860. S. 491.

[4]) 1857/91. Voisin Bey, Notice sur les travaux d'amélioration de l'embouchure du Danube et du Bras de Soulina. Ann. Ponts et Chauss. (7). III. 1893. p. 1 (183).

[5]) 1867/72. Ballo, Chemische Untersuchung des Wassers des Donaustromes bei Budapest. Berichte d. Deutsch. chem. Gesellsch. XI. 1878. S. 441.

in 30 Jahren das absolute Minimum der Schlammführung (1879) 2 g in 1 cbm, das Maximum (1864) 2153 g in 1 cbm, als mittleres Maximum ergibt sich 1305 g, als mittleres Minimum 34 g in 1 cbm. Im Irrawaddy wurden 1877/78 bei Henzada im Minimum (Mai 1877) 89 g, im Maximum 3080 g in 1 cbm gefunden (Aug. 1877). In der Elbe bei Tetschen war das Minimum 1,13 g (31. Dez. 1876), das Maximum 756 g in 1 cbm (10. Febr. 1877).

Hieraus wird ersichtlich, daß eine einzige Schlammmessung keineswegs genügt, um die Schlammführung eines Stromes festzustellen und daß zur Ermittlung derselben ganze Serien von Beobachtungen nötig sind, welche sich über mehrere Jahre zu erstrecken haben. Denn wenn der Schlammgehalt des Wassers schneller wächst als die Wassermenge, so ist zu erwarten, daß selbst der mittlere Schlammgehalt von Jahr zu Jahr erhebliche Schwankungen aufweist. Dies ist durch Beobachtungen im Rhein und in der Donau festgestellt worden.

Jährliche Wasser- und Schlammführung.

	Donau		Rhein		Abweichungen des Niederschlages vom Mittel 1851/85	
	Wasser	Schlamm	Wasser	Schlamm	Donaugebiet	Rheingebiet
	cbkm	Mill. T.	cbkm	Mill. T.	%	%
1862/65	154,4	50,9	—	—		
1866/70	177,9	64,0	—	—	−13	−14
1871/75	210,0	76,5	62,0	3,18	−1	+4
1876/80	240,3	63,5	82,4	5,36	0	−2
1881/85	214,4	62,0	73,2	3,62	14	+20
1886/90	176,0	60,0	—	—	9	+16

Diese Reihen lehren deutlich, wie neben der Wasserführung eines Stromes dessen Schlammgehalt in nassen Jahren viel bedeutender als in trocknen ist.

Selbstverständlich darf das Mittel der Schlammführung für längere Zeiten nicht aus dem Mittel der einzelnen Beobachtungen hergeleitet werden, da zu Zeiten hohen Wasserstandes nicht bloß der Schlammgehalt, sondern auch die Wasserführung viel bedeutender als sonst ist. Das Mittel aus den einzelnen Beobachtungen ist daher wesentlich geringer als das wahre Mittel, wie folgende Zusammenstellung zeigt.

	Mittel aus den Beobachtungen	Wahre mittlere Schlammführung
Mississippi . .	599 g in cbm	629 g in 1 cbm
Irrawaddy . .	521	766
Elbe b. Tetschen	37,1	78,4

Vielfach hat man die Schlammführung von Flüssen dadurch bestimmt, daß man das Volumen des beim Stehenlassen des Wassers sich ergebenden Bodensatzes maß. Dies Verfahren ist im höchsten Maße ungenau, denn die Höhe des Bodensatzes ist nicht bloß abhängig von der Menge, sondern namentlich auch von der Beschaffenheit des Schlammes sowie von dessen Durchdrängung mit Wasser, welche sich mit der Zeit ändert. Es wird sich kaum jemals einrichten lassen, daß Schlammvolumen von genau demselben Grad der Durchfeuchtung gemessen werden. Indem man die letztere außer Betracht ließ, hat man namentlich früher ganz ungeheure Schlammmengen in den Flüssen erhalten. So schätzte Staunton[1]) nach der Höhe des Bodensatzes die Schlammführung des Hoangho auf $^1/_{200}$ des Wasservolumens. Ebenso ist die namentlich durch Lombardini[2]) verbreitete Zahl über die Schlammführung des Po ($^1/_{300}$ des Wasservolumens) durch Tadini gewonnen.

In umstehender Tabelle ist die Schlammführung einiger Ströme zusammengestellt worden, für welche längere Beobachtungsreihen vorliegen. Aus derselben ist zu entnehmen, daß die Schlammführung der verschiedenen Ströme ziemlich verschieden ist, indem sie zwischen mehreren Hunderttausendsteln und einigen Tausendsteln des Wassergewichtes schwankt. Durchschnittlich ist sie erheblich größer als die Geschiebeführung und übertrifft dieselbe etwa um das 10—50fache. Die Flüsse Mitteleuropas sind durchweg schlammarm; sie enthalten gewöhnlich unter 100 g in 1 cbm, während manche Alpenflüsse fast 1 kg in 1 cbm führen. In allen Flüssen, welche ein sehr bedeutendes Hochwasser und vergleichsweise geringe Niederwasser besitzen, trifft man auf eine hohe Schlammführung, so z. B. in allen großen Strömen Südasiens, welche in 1 cbm 1,5—2 kg Schlamm, ja im Indus während des Hochwassers sogar 4,5 kg enthalten.

---

[1]) Authentic Account of an embassy from the King of Great Britain to the Emperor of China. London 1797. II. p. 408.

[2]) Intorno al sistema idraulico del Po. 1840. — Baumgarten, Sur les rivières de la Lombardie. Ann. Ponts et Chauss. (2). 1847. p. 131.

Tabelle über die Schlammführung einiger Flüsse
(Gramm in 1 cbm).

	Elbe bei Geesthacht[1]	Rhein v. d. Teilung[2]	Maas bei Lüttich[3]	Marne bei Paris[4]	Seine bei Paris[5]	Rhone bei Lyon[6]	Saône bei Lyon[7]	Durance bei Mérindol[8]	Var-Mündung[9]	Tiber[10]	Donau bei Pest[11]
Januar . .	22,4		35	61	18	25	40	} 339	52		15
Februar .	5,5		20	100	10	81	92		53		110
März . . .	37,6		8	107	27	55	84	300	375		301
April . . .	35,2		7	28	7	52	16	821	393		100
Mai	30,0		5	20	8	73	11	1702	521		99
Juni . . .	42,3		9	13	8	97	10	2233	11157		236
Juli	42,1		36	8	5	135	20	401	1673		256
August . .	39,7		27	7	4	122	32	199	2230		151
Septemb. .	32,8		23	7	6	52	41	3633	740		50
Oktober .	20,2		78	5	4	123	88	2843	8500		38
November	14,5		79	70	46	62	73	} 339	546		—
Dezember	51,8		43	152	49	18	62		271		21
Jahr . . .	(31,2)	54	43		40	(75)	(47)	1454	3577	1189	(125)

Die aus den Monatsmitteln direkt hergeleiteten Jahresmittel sind eingeklammert und stets zu klein.

[1]) März 1854 bis Febr. 1855. Hübbe, Ueber die Eigenschaften u. das Verhalten des Schlicks. Ztschr. f. Bauwesen. X. 1860. S. 160.

[2]) 1870—85. Blink, Nederland. Amsterdam 1890. I. p. 337.

[3]) Nov. 1882 bis Nov. 1883. V. Spring et E. Prost, Etude sur les eaux de la Meuse. Ann. Soc. géolog. de Belg. XI. 1883—84. p. 123.

[4]) u. [5]) Nov. 1863 bis Okt. 1864. Hervé-Mangon, Expériences sur les limons charriés par les cours d'eau. C. R. LXVIII. 1869. p. 1214.

[6]) März 1843 bis Febr. 1844. Fournet, Commission hydrométrique de Lyon. Vergl. E. de Beaumont, Leçons de géologie pratique II. p. 53.

[7]) 1844. Vergl. oben Fournet.

[8]) Nov. 1859 bis Okt. 1860. Hervé-Mangon, Ann. Soc. d'Agriculture (3). X. 1866. p. 91. Vergl. Expériences sur les limons charriés par les cours d'eaux. C. R. LVII. 1863. p. 904.

[9]) Nov. 1863 bis Okt. 1864. Hervé-Mangon, C. R. LXVIII. 1869. p. 1214.

[10]) Vergl. Minutes of the Proceedings of the Inst. of Civ. Eng. LXXXII. 1885. p. 49.

[11]) Mai 1871 bis 1872. M. Ballo, Chemische Untersuchung des Wassers des Donaustromes bei Budapest. Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. XI. 1878. S. 441.

Tabelle über die Schlammführung einiger Flüsse

(Gramm in 1 cbm).

	Amu-Darja [1]	Indus [2]	Ganges [3]	Hugli [4]	Irrawaddy [5]	Yangtsekiang [6]	Peiho [6]	Nil [7]	Mississippi [8]
Januar	509	1352		539	251	—	114	167	576
Februar	192	—		699	402	—	114	126	625
März	765	—	264	2217	333	70	1714	53	681
April	1306	—		2732	577	—	—	66	382
Mai	968	—		1972	191	—	—	47	309
Juni	2228	—		3086	801	—	—	69	975
Juli	3396	4521	2335	1126	783	800	—	178	860
August	2109	3982		1272	986	—	—	1492	1059
September	1309	—		1136	939	—	—	543	666
Oktober	895	—		373	606	—	—	378	241
November	661	1489		995	724	—	—	344	230
Dezember	571	2003	535	778	426	—	114	289	385
Jahr	1593	2500	1982	1234	766	435	—	—	629

[1]) Okt. 1874 bis Sept. 1875. C. Schmidt und Dohrandt, Wassermenge und Suspensionsschlamm des Amu-Darja in seinem Unterlaufe. Mém. Acad. Pétersbourg. (7). XXV. 1877. Nr. 3.

[2]) Juli 1864 bis Jan. 1865 bei Sukkur und Kotree. Tremenhere, On the Lower Portion of the River Indus. J. R. G. S. XXXVII. 1867. p. 68.

[3]) 1831—32 bei Ghazepoor, nach Everest. Citiert bei Lyell, Principles of Geology. 12. Aufl. I. p. 478.

[4]) 1842 bei Calcutta. Longridge, The Hooghly and the Mutla. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. XXI. 1862. p. 2.

[5]) März 1877 bis März 1878. R. Gordon, Report on the Irrawaddy River. III. Rangoon 1879. p. 25.

[6]) H. B. Guppy, The Yang-tse, the Yellow River and the Pei-ho. The Nature 1880. XX. p. 486.

[7]) Juni 1874 bis Mai 1875. Vergl. Baker, The River Nile. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. LX. 1880. p. 367 (376). Vergl. auch S. 307.

[8]) 1851—52 bei Carrolton. Hergeleitet aus den Beobachtungen von Humphreys and Abbot, Report on the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. 1861. p. 138. CXV.

Monatliche und jährliche Schlammführung einiger Flüsse
(in Millionen Tonnen).

	Maas bei Lüttich	Marne bei Paris	Seine in Paris [1])	Themse [2])	Var	Amu-Darja	Ganges	Hugli	Irrawaddy	Nil	Mississippi
Januar . . .	0,027	0,015	0,008	0,003	0,004	1,288		0,311	2,418	0,942	17,241
Februar . .	0,011	0,033	0,004	—	0,005	0,514		0,177	2,533	0,468	22,910
März . . .	0,004	0,039	0,017	0,006	0,045	1,591	2,161	0,337	1,730	0,152	56,576
April . . .	0,002	0,006	0,003	0,002	0,072	3,299		0,404	0,456	0,129	30,098
Mai	0,001	0,002	0,002	0,003	0,124	3,319		1,010	1,291	0,076	19,426
Juni . . .	0,001	0,001	0,003	—	2,906	10,313		10,438	22,641	0,107	54,015
Juli	0,005	0,001	0,001	—	0,273	23,719		11,102	50,424	0,668	55,049
August . .	0,004	0,000	0,001	—	0,196	16,228	344,430	19,292	113,058	23,100	58,633
September .	0,003	0,000	0,001	—	0,058	6,268		12,004	82,065	10,100	21,412
Oktober . .	0,049	0,000	0,001	—	13,087	2,832		1,926	52,365	7,600	4,762
November .	0,096	0,024	0,029	0,004	0,764	1,696	14,037	2,185	16,726	4,050	4,386
Dezember . .	0,034	0,046	0,025	0,006	0,188	1,372		0,825	6,391	2,180	8,174
Jahr . . .	0,237	0,169	0,207	ca.0,036	17,721	72,469	360,628	60,012	352,098	49,573	352,682

[1]) Die Angaben für die Monate beziehen sich auf das trockene Jahr 1863/64, das Jahresmittel auf die Jahre 1863/66; 1863/64 lieferte nur 0,096 Millionen Tonnen (nach Mangon).

[2]) Berechnet nach den Angaben von Henry Witt und der gleichzeitigen Wasserführung der Themse verzeichnet von Taylor. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. XLV. p. 102.

Jährliche Schlammführung einiger Flüsse nahe der Mündung
(in Millionen Tonnen).

Elbe bei Geesthacht [1]	0,63
Rhein	4,05
Rhone [2]	7,06
Tiber [3]	10,00
Donau [4]	82,06
Indus	446,23
Yangtsekiang	253,21

Die Menge des Schlammes in den Flüssen wird so einerseits durch den jährlichen Gang des Wasserstandes bedingt, andererseits aber wird sie geregelt durch den Charakter des Einzugsgebietes. Flüsse, in deren Gebiet schwer verwitterbare Gesteine herrschen, sind schlammarm, wie z. B. die Elbe; schlammreich sind alle Hochgebirgsflüsse, und zwar namentlich diejenigen, welche von Gletscherwassern gespeist werden. Am reichsten an Schlamm sind die großen Ströme, welche ausgedehnte Alluvialebenen durchmessen, und es unterliegt keinem Zweifel, daß derselbe größtenteils von der Unterwaschung der Ufer herrührt. Solche findet namentlich am Ganges und Amu-Darja statt. Login [5] berichtet vom Gangeskanal

[1]) Berechnet aus dem Mittel der Hübbeschen Zahlen und nach der mittleren Wasserführung bei Geesthacht in „Denkschrift über die Ströme Memel u. s. w.". Berlin 1888. Das Ergebnis daher zu klein.

[2]) A. Guettard, Mouth of the River Rhône. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. LXXXII. 1885. p. 305. — Nach A. Surell (Mémoire sur l'embouchure du Rhône. 1840) werden jährlich an der Mündung 21 Millionen Kubikmeter = 32,5 Millionen Tonnen, nach Guettard (L'embouchure du Rhône. Bull. Soc. géogr. de Marseille. XIV. 1890. p. 3) 18 Millionen Kubikmeter = 27 Millionen Tonnen Schlamm und Sand abgelagert.

[3]) Berechnet nach der mittleren Schlammführung 1872/77 und der mittleren Wasserführung in Valentini, Della sistemazione dei fiume. Milano 1893. Also zu niedrig.

[4]) Voisin Bey, Notice sur les travaux d'améliorations de l'embouchure du Danube et du Bras de Soulina 1857/91. Ann. Ponts et Chauss. 1893. I. p. 183. 30jähriges Mittel der oberflächlichen Schlammführung auf die durchschnittliche reduziert.

[5]) Principle of the Action of Water in suspending solid Matter. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. XXVII. p. 173.

bei Roorkee, daß derselbe sich rasch durch Schlammaufnahme trübt; der Parana wird um so trüber, je mehr Flüßchen er aus dem Flachlande aufnimmt [1]). Bemerkenswert ist auch, daß der Schlammgehalt der Donau an der Mündung größer ist, als bei Budapest. Andre Ströme wiederum sind in ihrem Unterlaufe schlammärmer als im Oberlaufe, wie z. B. die Elbe, welche bei Tetschen nach Ullik [2]) durchschnittlich 78,4 g schwebender Substanzen in 1 cbm (wahres Mittel), bei Geesthacht oberhalb Hamburg nur 31,7 g (Mittel aus den Beobachtungen) enthält. Während die Rhone an der Mündung nur 7,06 Millionen Tonnen schwebender Substanzen im Mittel zweier Jahre führte (1869 und 1870), trug die Durance allein in einem Jahre (1. November 1859 bis 1. Oktober 1860) 17,2 Millionen Tonnen [3]).

In gebirgigen Gegenden erfährt die Schlammführung namentlich kleiner Flüsse bei Hochwasser eine ganz besondere Steigerung. Breitenlohner [4]) fand am 16. bis 19. September 1882 in der Rienz bei Bruneck im Pusterthale durchschnittlich 47,920 kg, im Maximum 75,544 kg Schlamm in 1 cbm, während er in den nachfolgenden 11 Tagen nur noch 6,577 kg im Mittel nachweisen konnte. Am 17. September maß er im Reischachbach bei Bruneck 104,926, im Mühlgraben unterhalb Lorenzen gar 145,107 kg Schlamm. In solchen Fällen kommt ein wahrer Schlammbrei zum Abfluß, in welchem das Wasser im wesentlichen die Rolle eines Schmiermittels zwischen den einzelnen Schlammteilchen spielt, ähnlich wie bei Schlammströmen, die sich im Gebirge vielfach infolge von Durchfeuchtung des Erdbodens entwickeln. Ein Regenguß z. B., welcher 97 920 cbm Wasser lieferte, führte im Wildbache von Sanières 30 000 cbm Gestein zu Thale, also fast 1/3 der abfließenden

---

[1]) Santiago Roth, Beobachtungen über Entstehung und Alter der Pampasformation in Argentinien. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1888. S. 375 (380.)

[2]) Bericht über die Bestimmung der während eines Jahres im Profile von Tetschen sich ergebenden Quantitätsschwankungen der Bestandteile des Elbewassers. Abhandl. k. Gesellsch. d. Wiss. Prag. Math.-naturw. Kl. (6). I. 1880.

[3]) Hervé-Mangon, Expériences sur les limons charriés par les cours d'eaux. C. R. LVII. 1863. p. 904.

[4]) Die Hochwasserkatastrophe zu Bruneck in Tirol im September 1882. Wolnys Forschungen a. d. Gebiete d. Agrikulturphysik. IX. 4. Heft.

Wassermenge und etwa $^3/_4$ des Wassergewichtes[1]). Es handelt sich hierbei sichtlich weniger um einen Massentransport, als eine vom Wasser begünstigte Massenbewegung; ein steiles Gefälle ist neben der Durchfeuchtung das Haupterfordernis solcher Schlammströme, welche in den Ostalpen Murgänge genannt werden. In solchen Murgängen werden auch Blöcke von sehr bedeutendem Volumen verfrachtet. So wurde 1868 in einer Mure bei Rinkenberg im oberen Rheinthal ein Block von 165 cbm Rauminhalt und 409100 kg Gewicht 1200 m weit verschleppt[2]). Einen außergewöhnlichen Fall von Sandtransport auf dem Connecticutflusse infolge der Oberflächenspannung des Wassers erwähnt James Graham[3]).

Die Ursache der Schlammführung ist von Dupuit[4]), Humphreys und Abbot[5]), Login[6]), R. Gordon[7]) und jüngst von Frizell[8]) im allgemeinen in den aufsteigenden Wasserwirbeln gesucht worden; weniger Einhelligkeit herrscht in Bezug auf die Frage nach den Ursachen, welche die Menge des Schlammes bedingen. War man anfänglich geneigt, die Größe der Schlammführung im wesentlichen auf die Geschwindigkeit des Flusses zurückzuführen, so glaubte Login, daß dieselbe proportional der Geschwindigkeit und umgekehrt proportional der Tiefe des Gewässers sei. Dem wurde aber unter Hinweis auf die Thatsache widersprochen, daß die Mississippi- und Missouriwasser meilenweit nebeneinander in demselben Bette mit derselben Geschwindigkeit und derselben Tiefe fließen, wobei die ersteren klar, die letzteren trübe sind[9]). Erst R. Gordon zeigte, daß die Quantität des Schlammes von der Geschwindigkeit unabhängig ist und bestimmt wird durch den Anteil der Wasserkraft, welcher nicht beim Fließen verbraucht wird. Der Quantität der schwebenden Substanzen hat

---

[1]) Demontzey, Studien über die Arbeiten der Wiederbewaldung und Berasung der Gebirge. Deutsch von v. Seckendorff. Wien 1880. Anhang.

[2]) Coaz, Die Hochwasser 1868. Leipzig 1869.

[3]) On a peculiar Method of Sand-Transportation by Rivers. Am. Journ. (3). XL. 1890. p. 476.

[4]) Etude sur les mouvements des eaux. 1863.

[5]) Report on the Physics and Hydraulics of the Mississippi River. 1861.

[6]) Principle of the Action of Water in suspending solid Matter. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. XXVII. p. 473.

[7]) On the Silt carrying Power of Water. Rep. on the Irrawaddy River. III. Rangoon 1879. p. 41.

[8]) Note on the Power of running Water to hold Matters in Suspension. Min. Proc. Inst. Civ. Eng. LV. p. 356 (Journ. Franklin Inst. 1878. p. 177).

[9]) Ann. Rep. Chief of the Engineers. Washington 1875. II. p. 481. — Harrot, Velocity and Sediment. Science. V. 1885. p. 478.

man bereits im vorigen Jahrhundert Aufmerksamkeit geschenkt, Blohm[1]) hat die ältere Litteratur hierüber zusammengestellt, neuere Zusammenstellungen, welche in Wien nicht zugänglich waren, lieferte Fijnje[2]).

Die im Flußwasser gelösten Substanzen fließen mit demselben, aber auch ihr Transport zehrt an der Energie des fallenden Gewässers, denn wie alle im Wasser gelösten Salze vergrößern sie dessen Reibungskoeffizienten, so daß zur Ermöglichung des Fließens ein größerer Kraftaufwand nötig wird, als bei reinem Wasser. Experimente, welche diesen Kraftaufwand erkennen lassen, liegen noch nicht vor. Die im Flußwasser gelösten Substanzen sind oftmals bestimmt worden, aber meist mehr in qualitativer als in quantitativer Hinsicht. Ihre Summe ist weit geringeren Schwankungen unterworfen, als jene der schwebenden Bestandteile, und zwar ist sie bei hohem Wasserstande geringer als bei niedrigem. Es hat dies seinen Grund darin, daß die Mehrzahl der im Flußwasser gelösten Salze vom Quellwasser herrührt, welches die konstante Wasserführung der Ströme bewirkt, während die Hochwasser in der Regel vom oberflächlich ablaufenden Niederschlage gebildet werden. Dafür enthalten die Hochwasser um so mehr schwebende Teilchen, welche durch die Abspülung herbeigebracht werden, so daß sich die reichlichere Führung gelöster Substanzen bei Niederwasser mit der geringeren suspendierter Bestandteile annähernd ergänzt; ferner ist die Gesamtführung gelöster und schwebender Massen im Laufe des Jahres auch deshalb nur sehr geringen Variationen unterworfen, weil mit zunehmender Erwärmung des Wassers dessen Vermögen, Sinkstoffe zu tragen sich mindert, während sich seine Fähigkeit, Stoffe zu lösen, steigert.

Folgende Angaben beleuchten die jahreszeitlichen Schwankungen der gelösten und schwebenden Bestandteile.

---

[1]) Ueber die im fließenden Wasser suspendiert enthaltenen Stoffe. Zeitschr. Ing.- u. Arch.-Ver. Hannover 1867. S. 241.

[2]) Het Slibgehalte van het Water van eenige Nederlandsche Rivieren. Bekroonde verhandeling door het Bataafsch Genootschap van Proefondervindelijke Wijsbegeerte te Rotterdam 1880.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Donau[1]) oberhalb Wien. 1878. (Gramm in 1 cbm).												
Wasserstand in Meter	+1,70	−0,04	2,56	1,66	1,80	1,70	1,90	1,20	1,28	0,34	0,28	−0,22
Schwebend	240	106	219	102	104	227	338	132	190	16	13	10
Gelöst	203	210	136	159	158	129	130	155	172	177	194	207
Summa	443	316	355	261	262	356	468	287	362	193	207	217
Donau[2]) bei Budapest. Mai 1871 bis April 1872.												
Wasserstand in Meter	1,51	1,61	1,97	2,01	3,10	2,90	3,20	2,64	1,17	1,43	—	0,97
Schwebend	15	110	301	100	99	236	257	151	50	38	—	21
Wasserstand in Meter	1,58	—	2,08	2,08	2,55	—	3,50	2,59	—	1,18	—	1,47
Gelöst	220	—	179	188	181	—	142	176	174	164	—	262
Summa	235	—	489	279	280	—	399	327	224	202	—	283
Themse[3]) bei Kingston oberhalb London. Mai 1855 bis April 1856.												
Schwebend	17	—	53	19	51	—	—	—	—	—	20	55
Gelöst	341	—	328	270	273	—	—	—	—	—	260	293
Summa	358	—	381	289	324	—	—	—	—	—	282	348
Nil[4]) bei Cairo. 1887.												
Schwebend	165	132	73	50	50	143	182	1235	553	390	334	291
Gelöst	194	191	169	152	186	203	201	192	176	163	163	152
Summa	359	323	242	202	236	346	383	1427	729	553	497	443

[1]) Wolfbauer, Die chemische Zusammensetzung des Donauwassers vor Wien im Jahre 1878. Sitzungsb. k. Akad. Math.-naturw. Kl. 2. Abt. LXXXVII. 1883. (Einschließlich organische Substanzen.)

[2]) Ballo, Chemische Untersuchung des Donaustromes bei Budapest. Ber. d. Deutsch. chem. Gesellsch. XI. 1878. S. 441. (Einschließlich organische Substanzen.)

[3]) Henry M. Witt, On the Variations in the chemical Composition of the Thames Water, during the Year between May 1855 and May 1856. Phil. Mag. (4). XII. 1856. p. 114.

[4]) A. Chélu, Le Nil, Le Soudan, L'Egypte. Paris 1891. p. 177.

Die Schwankungen in der Führung von gelösten Substanzen innerhalb ein und desselben Flusses untersuchten Hildenbrand und H. Vogel [1]) in der Iller am 18. März 1882 und stellten eine Zunahme des Salzgehaltes von den Quellarmen bis zum Hauptflusse hin fest; innerhalb des letzteren zeigten sich nur mehr geringe Verschiedenheiten. Während nach Ullik in 1 cbm Elbewasser beim Verlassen von Böhmen 78,4 g schwebender und 64,5 g gelöster Substanzen vorhanden sind, führt nach Hübbe die Elbe oberhalb Hamburg 31,7 g schwebender und 237 g gelöster Substanzen in 1 cbm.

Die Zusammensetzung der im Flußwasser gelösten Bestandteile wechselt natürlich sehr mit der Beschaffenheit des Flußgebietes. Bemerkenswert ist, daß Calciumkarbonat fast in allen Flüssen den häufigsten Bestandteil unter den gelösten bildet. Quantitativ sehr zurücktretend, aber universell verbreitet ist das Kochsalz, und zwar findet es sich nicht bloß in Flüssen salzführender Gebiete, sondern auch in solchen, welche salzfreie Strecken entwässern, wie z. B. in der Elbe beim Austritte aus Böhmen. Mit Recht sucht daher Pošepny (vergl. Salzseen) die Quelle des Kochsalzes in den Niederschlägen; in der That kommt dasselbe in allen Regenwässern vor. Reich an Kieselsäure sind die Ströme von Gebieten der Silikatgesteine, wie z. B. der Amazonas (10 g in 1 cbm) und der Uruguay. Organische Substanzen sind sehr häufig im Flußwasser gelöst; Humussäuren bringen die dunkle Färbung zahlreicher, aus Mooren und Waldgebieten kommender Flüsse hervor und bilden gelegentlich mehr als die Hälfte des Gelösten. Sie bewirken auch die dunkle Färbung der aus Silikatgebieten kommenden Aguas neras in Brasilien [2]) und anderen Aequinoktialgebieten, welche gelegentlich [3]) auf großen Eisenreichtum zurückgeführt

[1]) Analyse des Illerwassers. XXVIII. Ber. d. naturhist. Vereins Augsburg. 1885. S. 169.

[2]) A. Muntz et V. Marcano, Sur les eaux noires des régions équatoriales. C. R. CVII. 1888. p. 908.

[3]) Vergl. Martin, Geologische Studien über Niederländisch-Ostindien. Leiden 1888. S. 174.

worden ist. Sie verliert sich beim Zusammentreffen mit „weißen" kalkhaltigen Flüssen, indem die freien Humussäuren gebunden werden.

G. Bischof[1]) und C. Schmidt[2]) haben zahlreiche Flußwasseranalysen ausgeführt, J. Roth[3]) und J. C. Russell[4]) gaben Zusammenstellungen von solchen. Aus denselben sind folgende Angaben entnommen.

Gelöste Substanzen.

(Gramm in 1 cbm. * Ohne organische Substanzen.)

Europa.

Fluss	Gramm
Themse oberhalb London (Mittel)	289*
Rhein bei Köln (Mittel)	200
Elbe oberhalb Hamburg	237
Weichsel bei Kulm	201
Dwina	187
Rhone, Lyon (Mittel)	145
Donau, Budapest (Mittel)	187

Amerika.

Fluss	Gramm	
Delaware	68	(incl. 11 organ.)
Hudson	142	„ 12 „
St. Lorenz	161	
Mississippi	170	
Rio Grande del Norte	158	„ 14 „
Sacramento	115	
Orinoco	44	„ 28 „
Amazonas[5]) (zwischen den Engen u. Santarem)	59	„ 7 „
La Plata (Mittel) (bei Buenos Ayres)	237	
Parana	101	

Afrika.

Fluss	Gramm
Nil bei Kairo[6])	231
Chéliff bei Orléansville[7])	780

---

[1]) Lehrb. d. chem. u. physik. Geologie. 2. Aufl. Bonn 1863. I. S. 268.

[2]) Hydrologische Untersuchungen. Bull. Ac. Sc. St. Pétersbourg. Von II. 1866 an.

[3]) Allgemeine und chemische Geologie. I. Berlin 1879. S. 454.

[4]) Geological History of Lake Lahontan. Mon. U. S. geolog. Survey. XI. 1885. p. 176.

[5]) Mellard Reade, Denudation of the two Americas. Adv. Liverpool geolog. Soc. 1884—85. p. 18.

[6]) Houzeau, Sur la composition du limon et de l'eau du Nil. C. R. LVIII. 1869. p. 612.

[7]) Ballaud, Les eaux du Chéliff. C. R. LXXXVIII. 1879. p. 408.

Es ist aus diesen Darlegungen zu entnehmen, daß die Summe der in den Flüssen gelösten Substanzen sich ziemlich genau auf $^1/_{6000}$ des ins Meer geführten Wassergewichtes beläuft. Darnach kann das jährlich durch die Flüsse ins Meer geführte Gewicht gelöster Substanzen auf 4,1 Billionen kg geschätzt werden.

f) Transport durch schwimmende Körper.

Das Transportvermögen der Flüsse wird wesentlich durch schwimmende Gegenstände gesteigert. Auf und in fast allen Flüssen höherer und gemäßigter Breiten kommt es zur Bildung von Eis, das in großen Schollen treibend, mächtige Blöcke verfrachtet, deren Volumen bis zu $^1/_{15}$ der Eisscholle betragen kann. Namentlich das am Boden der Flüsse entstehende Grundeis ist häufig bis an die Grenzen seiner Tragkraft mit Geschieben belastet. In ähnlicher Weise wie die Eisschollen können schwimmende Gras- und Bauminseln, die Rafts des Mississippi, größere Blöcke verfrachten als der Fluß vermöge seiner Stoßkraft bewältigen kann. Die Hauptwirkung aller dieser schwimmenden Gegenstände aber besteht darin, daß sie den Fluß verstopfen, so daß er aufgestaut wird, bis er stark genug geworden ist, das Hindernis zu durchbrechen und wegzuräumen. Das nunmehr plötzlich ablaufende Stauhochwasser kann wegen der großen in Wirksamkeit tretenden Wassermassen und deren gesteigerter Geschwindigkeit enorme Wirkungen im Flußbette entfalten, wie sich nach fast jedem Eisstoße zeigt. Nach Querprofilen der Donau z. B., welche Karl Fritsch [1]) mitteilt, fanden sich nach einem Eisgang Tiefen von 6 m an Stellen, wo zuvor solche von 2 m bestanden hatten. Dazu kommt, daß die treibenden Eisschollen selbst eine nicht unbeträchtliche Korrosion zu entwickeln vermögen. Mit dem Flusse treibend, besitzen sie zwar eine geringere Stoßkraft, als

[1]) Die Eisverhältnisse der Donau in Oesterreich ob und unter der Enns. Denkschr. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. XXIII. 1864. S. 121. Taf. V u. VI.

gleich große Wassermengen; während aber letztere nur auf die ihrer Bewegung gerade entgegengesetzten Hindernisse zu stoßen vermögen, können die Eisschollen wegen ihrer Festigkeit ihre gesamte Stoßkraft auf einen Punkt konzentrieren. Auf Kiesbänke auflaufend stauchen sie die obersten Geröllagen derselben zusammen, am steilen Ufer entlang treibend pflügen sie sich in dasselbe ein, und selbst felsigen Grund vermögen sie ähnlich den Gletschern zu schrammen. Gehören schwimmende Gras- und Bauminseln immer nur zu den gelegentlichen Erscheinungen, so ist die Eisbildung auf den Strömen mittlerer und höherer Breiten eine regelmäßig wiederkehrende, und wird zu einem wesentlichen Faktor bei der Ausgestaltung des Bettes der von ihr betroffenen Flüsse.

Die großen sibirischen Ströme, welche den größten Teil des Jahres hindurch gefroren sind, verändern beim Eisgange ihr Bett ganz wesentlich. Das von Süden kommende Tauwasser muß des Eises halber häufig neue Bahnen, sei es an den Ufern, sei es am Boden des Flusses einschlagen, so daß die Ufer nach jedem Eisgange gänzlich verändert sind. Werden die Eismassen endlich in Bewegung gesetzt, so scheuern sie das Hochwasserbett aus, was eine Tafel bei Reclus[1]) darstellt, und schrammen den Untergrund und zwar entweder in der Richtung des Stromes oder senkrecht dazu. Höher als das Hochwasser reicht nach Friedrich Schmidt[2]) die Schrammung im allgemeinen nicht.

g) Akkumulation und Erosion.

Das Verhältnis der auf einer bestimmten Flußstrecke zum Geschiebetransporte verwendbaren Wasserkraft zu der zu verfrachtenden Geschiebemenge kann ein dreifaches sein. Erstens kann jene Kraft gerade so groß sein, als zum Geschiebetransporte nötig ist; dann behält das Fluß-

---

[1]) Géographie universelle. VI. 1881. Taf. p. 595.

[2]) Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines Mammutkadavers an den unteren Jenisseï ausgesandten Expedition. Mém. Acad. St. Pétersbourg. (7). XVIII. 1872. Nr. 1. p. 27.

bett seine mittlere Beschaffenheit bei und wird von den Geschiebebänken und Sinkstoffen regelmäßig durchmessen. Zweitens kann die Transportkraft größer sein als zu obigem erforderlich ist; dann wird nicht bloß die herbeigeführte Geschiebemasse fortgeschleppt, sondern es ist auch der Fluß in der Lage neues Geschiebe aus seinem Bette zu entnehmen, wobei letzteres durch Erosion vergrößert wird. Reicht endlich drittens die zu Geschiebetransporten benötigte Kraft nicht aus, um alles herbeigeführte Geschiebe durch die betreffende Flußstrecke zu bewegen, so bleibt dasselbe liegen, es tritt Akkumulation ein. Erosion und Akkumulation erfolgen in jeder normalen Flußstrecke; es werden die Prallstellen vertieft und seitlich verrückt, während an den Geschiebebänken Anhäufung stattfindet. Entspricht die Transportkraft der Menge des bewegten Geschiebes, so halten Erosion und Akkumulation einander das Gleichgewicht, während ein Ueberwiegen des einen oder anderen Vorganges zu einer allgemeinen Erosion und Akkumulation der betreffenden Flußstrecke führt. Die Vorgänge hierbei entsprechen genau den im normalen Flußbette erfolgenden. Nur werden beim erodierenden Flusse die Pfuhle stetig tiefer und die Schotterbänke weniger hoch, beim akkumulierenden die Tiefen stetig geringer als sonst. Die Erosion des Flußbettes erfolgt um so leichter, je loser das Material desselben ist. Besteht dasselbe, wie nicht selten der Fall, aus Flußgeschiebe, so wird es ganz ebenso wie das letztere durch die Stoßkraft des Wassers aufgehoben und verfrachtet. Wird das Flußbett hingegen aus festem Materiale zusammengesetzt, so ist zunächst dessen Kohäsion zu zerstören, was das fließende Wasser weniger direkt als mittels seiner Geschiebe zu thun vermag.

Ebenso wie das Flußgeschiebe bei seiner Wanderung gegenseitig sich abnutzt, feilt es auch am festen Felsen, welcher das Flußbett durchsetzt, es korrodiert denselben. Dabei wird die Felsoberfläche im allgemeinen geglättet, und zwar in ähnlicher Weise wie durch Windschliff, ohne daß sich jedoch eine Politur entwickelt. Der abgewaschene Fels ist matt, gleich der Oberfläche der

Gerölle, und zeigt oft flachmuschelförmige Vertiefungen, die durch schmale Leisten getrennt werden [1]; Bohlen hölzerner Wehre, über welche ständig Wasser fließt, werden dermaßen abgewaschen, daß die Aeste wie aus einem abgetretenen Fußboden aufragen. Von besonderer Bedeutung für die Felskorrosion des rinnenden Wassers werden aber dessen nirgends fehlende absteigende Wirbel. Dieselben drehen das Flußgeschiebe im Kreise und strudeln damit mehr oder minder große Löcher aus, welchen weit verbreiteten Vorgang E. Geinitz [2]) Evorsion nannte. Sind diese Löcher tiefer als breit und in festem Felsen eingedrechselt, so nennt man sie Riesentöpfe. Dieselben haben glatte, oft spiralig gedrehte Wandungen und enden stumpf mit einer schüsselähnlich gekrümmten Fläche, auf welcher häufig noch die Steine, die das Ausschleifen besorgten, liegen. Die Dimensionen der Riesentöpfe sind sehr verschieden. Hat wohl die Mehrzahl Tiefen von etwa 1 m, so gibt es auch solche mit 10—15 m Tiefe und nur 1 m Querdurchmesser. Man trifft sie nicht bloß im festen Flußbette, sondern auch, wie z. B. in der Enge des Gesäuses in Steiermark und im Dransethale unfern des Genfersees, auf großen losen Blöcken. Treten die Wasserwirbel in großen Strömen hinter der vorwärtsschreitenden Wasserbewegung zurück, so rücken sie bei rasch dahinschießenden Gewässern in den Vordergrund und es scheint der Flußlauf nur aus einer Kette von Wirbeln zu bestehen, von welchen jeder einen großen Kessel ausspült. Das Flußbett zerfällt dann in eine Folge von rundlichen Weitungen mit oft überhängenden Wänden, welche durch verhältnismäßig schmale Oeffnungen miteinander verbunden sind. Dies sieht man häufig in Norwegen [3]), z. B.

---

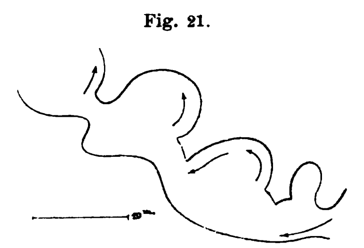
[1]) Vergl. die Abbildung bei G. K. Gilbert in Wheeler, Report upon geogr. and geolog. explorations west of the 100th merid. III. Plate X.

[2]) Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs. Güstrow 1886. S. 4.

[3]) Vergl. auch Reusch, Jettegryder, dannede af Elve. Nyt Mag. f. naturv. 1877.

unweit der Borgundskirche in Lärdalen. Gewöhnlich bleibt der Durchmesser des verbindenden Querschnittes nicht allzuweit hinter dem des Kessels zurück und das Flußbett zeigt dann eine Reihe rundlicher Einwaschungen, zwischen welchen meist gerundete Auswölbungen, seltener scharfe Rippen auftreten. Dies ist in den felsigen Betten vieler Alpenflüsse, namentlich in den Klammen die Regel. Selbst kleinere Rinnsale können an ihrem Boden kleine Trichter ausstrudeln, welche bei rasch fortschreitender Wasserbewegung nicht selten elliptisch gestreckt sind.

Fig. 21.



Flußbett unweit der Borgundskirche in Lärdalen, Norwegen.

Alle diese Formen werden dort ausgebildet, wo die Beschaffenheit des Flußbettes das Auftreten ständiger Wirbel begünstigt und sie zeigen ihre großartigste Entwickelung dort, wo das Wasser in freiem Falle eine Stufe durchmißt. Am Fuße von Wasserfällen sind regelmäßig bedeutende Löcher ausgestrudelt, von welchen das 50 m tiefe am Fuße des Niagarafalles das bedeutendste ist. Unter dem Rheinfalle von Schaffhausen trifft man durchschnittlich Tiefen von 6 m und nur an einer Stelle von 10 m. Beträchtlichere Tiefen (12 m) findet man oberhalb des Falles in einem Wirbel unter der Buchhalde [1]).

Neben der mittelbaren Felsabnutzung durch die Geschiebebewegung spielt die unmittelbare Korrosion durch Lösung des Gesteines eine nicht unbedeutende Rolle, was

[1]) Merklein, Beitrag zur Kenntnis der Erdoberfläche um Schaffhausen. O. J. (1869.) S. 8.

namentlich vom Kalkstein gilt. So sah man z. B. noch 1886 im Bahnhofe Franzensfeste Kalkplatten, welche seit Eröffnung des Bahnhofes (1876) ständig von klarem Wasser berieselt waren. Letzteres hatte in 10 Jahren 3—5 mm tiefe Rillen ausgefressen. Endlich ist die Zerstörung des felsigen Flußbettes dort besonders begünstigt, wo sich an derselben die sprengende Wirkung des Frostes besonders beteiligen kann.

Bei der Akkumulation durch die Ströme spielen die Wasserwirbel kaum eine geringere Rolle, als bei der Erosion. Aufsteigende Wirbel setzen Schottermassen in Bewegung, welche vom Wasser nicht weiter verfrachtet werden können, und daher als Haufen mitten im Flußbette liegen bleiben. Solche entstehen namentlich bei Hochwasser, und bewirken dann bei Mittelwasser nicht selten eine Teilung des Stromstriches oder selbst Inselbildung. Akkumulierende Ströme zeigen daher häufig eine Spaltung des Stromstriches und eine Verästelung des Stromes, sie sind inselreich. Alle diese Erscheinungen zusammen bezeichnet man als eine Verwilderung des Stromes, die sohin für akkumulierende Ströme bezeichnend ist. Die fortgesetzte Geschiebeanhäufung im Bette derselben hat zur Folge, daß sich das letztere allmählich erhöht, und da vermöge der Wasserbewegung in großen Spiralen das Geschiebe namentlich an den Ufern zusammengetrieben wird, so fließen akkumulierende Ströme nicht selten auf Dämmen, die sie sich selbst aufgeschüttet haben. Erodierende Ströme hingegen schneiden ihr Bett ein, falls die Erosion als Tiefenerosion namentlich den Boden des Flusses betrifft, während dann, wenn sie als Seitenerosion die Flußufer untergräbt, die Ströme seitwärts rücken.

Akkumulation und Erosion führen sich auf örtliche Minderung oder Steigerung der Transportkraft des Flusses zurück, welche einen Teil der auf jeder Flußstrecke zur Entfaltung kommenden Wasserkraft bildet. Letztere ist abhängig von der Wassermenge und der Fallhöhe auf der betreffenden Strecke, bei gleich langen Strecken sohin auch vom Gefälle. Oertliche Steigerungen der Wasser-

menge oder des Gefälles haben daher Erosion, und umgekehrt örtliche Minderungen beider Akkumulation zur Folge. Nun erfahren zwar die meisten Ströme durch Zuflüsse eine Vermehrung ihrer Wassermenge, aber zugleich auch eine Geschiebezufuhr, so daß die Zunahme der ersteren nicht auch eine solche der Erosionsfähigkeit bezeichnet, während umgekehrt jedwelche Abnahme der Wassermenge, da mit ihr nicht notwendigerweise eine Minderung des Geschiebes eintritt, eine Akkumulation verursacht. Steppen- und Sickerflüsse akkumulieren. Jedwelche stetige Vertiefung eines Flußbettes hat aber auch eine Senkung des Wasserspiegels auf der betreffenden Strecke und damit eine Minderung des Gefälles zur Folge; dasselbe wird auch durch die Seitenerosion erzielt, indem dieselbe die Länge der Flußstrecke vergrößert, so daß sich das Gefälle mindert.

Die Erosion beseitigt ihre Ursachen, wenn dieselben in einer örtlichen Steigerung des Gefälles liegen. Wenn aber in einer Flußstrecke der Spiegel sich gesenkt hat, so ist der Höhenunterschied derselben gegenüber der oberhalb gelegenen Flußstrecke gewachsen, d. h. deren Gefälle vergrößert, so daß nunmehr auf der oberhalb gelegenen Strecke Tiefenerosion eintritt. So pflanzen sich durch die Tiefenerosion deren Ursachen stromauf fort, es schreitet die Tiefenerosion rückwärts (in Bezug auf die Wasserbewegung) fort. Dasselbe gilt von der Akkumulation. Jede Erhöhung einer Strecke des Flußbettes mindert das Gefälle von der oberhalb gelegenen Strecke her und verlegt die Ursache der Akkumulation aufwärts. Der Zustand der stromabwärts gelegenen Flußstrecken ist für die Entwickelung der angrenzenden stromaufwärts gelegenen maßgebend. Nun kann sich eine Flußstrecke nie soweit vertiefen, daß ihr Oberflächengefälle aufhört, d. h. sie kann im allgemeinen nicht wesentlich unter das Niveau flußabwärts gelegener Strecken einschneiden. Eine Stelle des Stromes daher, welche entweder keine Vertiefung erfährt oder nur sehr langsam vertieft wird, hemmt oder verzögert auch die Vertiefung der angrenzenden oberhalb befindlichen Stromstrecke, selbst

wenn hier die Fähigkeit zu erodieren vorhanden ist. Es konzentriert sich dann die letztere nicht auf die Vertiefung des Bettes, sondern auf die Unterwaschung der Ufer. Die Seitenerosion tritt dann ein, wenn die Tiefenerosion durch das Vorhandensein einer unvertiefbaren Flußstelle, z. B. einer festen Schwelle, unmöglich ist.

Beispiele für die beiden Hauptregeln der Flußthätigkeit sind nicht selten. Jedwelche künstliche Abkürzung eines Flußlaufes steigert dessen Gefälle und zieht Erosion nach sich. Die Kander hat, seitdem sie 1714 direkt in den Thuner See geleitet worden ist, an der Stelle, wo die Ableitung beginnt, ihr Bett um 45 m vertieft [1]) und die Vertiefung läßt sich gegenwärtig 9 km weit aufwärts verfolgen [2]). Die Geradlegung der Flüsse des bayerischen Alpenvorlandes hat allenthalben namhafte Vertiefungen zur Folge gehabt. Vom 23. Oktober 1878 bis 14. Februar 1885 senkte sich die Sohle der Isar auf einer 5 km langen Strecke um 1,443 m, also 0,228 m jährlich, und es sind im ganzen 22 775 cbm Kies entfernt worden [3]); von 1847 bis 1884 hat sich der Mittelwasserspiegel gar um 4,55 m gesenkt. Am Lech [4]) bewirkte die 1852/1867 durchgeführte Geradlegung der Strecke Schwabstadel-Meitingen Senkungen des Mittelwassers, die sich selbst weit oberhalb der korrigierten Strecke fühlbar machen, wie folgende Zusammenstellung zeigt:

Senkung des Mittelwassers.

Schongau	Landsberg	Schwabstadel	Lechhausen	Gersthofen	Meitingen
1848/84	1873/84	1879/84	1851/84	1879/84	1879/84
0,63 m	0,03 m	0,42 m	5,21 m	1,41 m	0,52 m

Bemerkenswerterweise geschah die Vertiefung nicht gleichmäßig, sondern war in den nassen Jahren 1873—1881

[1]) Bachmann, Die Kander im Berner Oberland. Bern 1870.
[2]) Aebi, Die Wasserbauten des Berner Oberlandes. Jahrb. d. schweiz. Alpenklub. XXIII. 1887/88. S. 304.
[3]) Der Wasserbau an den öffentlichen Flüssen in Bayern. München 1888. S. 185.
[4]) Ebenda. S. 126. Vergl. auch Nosek, Ueber die Regulierung von Gebirgsflüssen. Brünn 1881.

weit rascher als in den trockenen um 1870, während welch letzterer zeitweilig sogar eine Erhöhung des Wasserspiegels bezw. der Flußsohle eintrat. Die Vertiefung des Leches zieht auch eine solche der Wertach nach sich, welche bei Ettringen 1856—1884 5,89 m, bei Oberhausen 1853—1884 1,90 m beträgt. Durch die Korrektion ist der Lauf des Rheines in der mittelrheinischen Tiefebene von 353,6 auf 272,8 km, also um 23% verkürzt worden, und demzufolge hat sich die Stromsohle zwischen Rheinweiler und Neuenburg um über 2 m, zwischen Weißweil und Maxau um über 1 m gesenkt[1]). Nach Dausse haben aus gleichen Ursachen die Arve ihr Bett um 2,4 m, die Isère um 2 m, der Arc um 3,25 m vertieft[2]). Von stattgehabten Flußbetterhöhungen berichtet J. v. Wagner[3]), nach welchem sich die Sohle der Oker unterhalb Braunschweig 1838—1875 um 0,75 m und jene der Spree unterhalb Bautzen erhöht, während gleichzeitig die Seitenerosion im ersteren Falle das Bett auf einer 6,3 km langen Strecke um 26 520 qm, im letzteren auf einer 9 km langen Strecke in 4 Jahren um 3800 qm vergrößerte.

In allen diesen Fällen handelt es sich um Einschneiden in leicht bewegliches Material. Wie stattlich die Erosion auf festem Gestein werden kann, lehren die Beobachtungen von Marten[4]). Die Kronsteine eines 1844 oberhalb Worcester im Severn erbauten Wehres wurden bis 1887 durchschnittlich um 40 cm abgewaschen, jährlich also rund um 1 cm. Dabei wurden sie von einer nur 0,3 bis 0,5 m hohen Wassersäule mit allerdings 3—5 m Geschwindigkeit überschritten. Lyell[5]) schildert, daß der Simeto sich in 200 Jahren ein 15—100 m breites, 12—15 m

---

[1]) Beiträge zur Hydrographie des Großherzogtums Baden. 3. Heft. Die Korrektion des Oberrheins. 1885. S. 32 u. 35.

[2]) Etudes relatives aux inondations et à l'endiguement des rivières. Mém. prés. à l'Ac. d. Sc. XX. 1872. p. 287.

[3]) Hydrologische Untersuchungen an der Elbe u. s. w. Braunschweig 1881.

[4]) On some Waterworn and Pebbleworn Stones taken from the Apron of the Holt-Fleet Weir on the River Severn. Quart. Journ. geolog. Soc. London. XLVII. 1891. p. 63.

[5]) Principles of Geology. 12th ed. I. p. 354.

tiefes Bett quer durch einen Lavastrom des Aetna geschnitten hat, welcher sich quer über sein Bett ergossen hatte. Nach Baltzer[1]) wurden in der Ableitung der Aare in den Bieler See Strudellöcher von 1 m Breite und Tiefe in 2 Jahren ausgewaschen. Das Aufwärts- bezw. Rückwärtsschreiten von Wasserfällen ist namentlich am Niagarafalle festgestellt. Bakewell schätzt dasselbe auf 1 m (= 3′ engl.) im Jahre, wonach ein Zeitraum von rund 10000 Jahren nötig gewesen wäre, um das 10,5 km lange 60—100 m tiefe, 200—400 m breite Thal einzuschneiden, das sich unterhalb des Falles bis Queenstown erstreckt[2]). Aehnliche Daten berichtet H. N. Whinchell[3]) von den St. Anthonys Fällen bei St. Paul in Minnesota, welche jährlich um 1,7 m zurückgegangen sind. Geht also zwar auch das Einschneiden von Flußbetten in festem Gesteine langsamer von statten, als in lockerem, so vermag doch kein Gestein dauernd den Angriffen der Erosion zu trotzen. Wenn auch Schwellen besonders widerstandsfähiger Gesteine die Tiefenerosion ausgedehnter oberhalb befindlicher Flußstrecken zu hemmen vermögen, so ist dies immer nur als zeitweilig aufzufassen.

h) Gefällsentwickelung.

Durch die Erosion und Akkumulation sind die Ströme in die Lage versetzt, ihr Gefälle zu regulieren. Dasselbe ist bestimmt durch zwei Punkte, den Ursprung des Gerinnes, nämlich dessen höchsten Punkt oder Quelle und den tiefsten Punkt, bis zu welchem die Wasserbewegung anhält, bei ozeanischen Flüssen also durch die Mündung ins Meer. An beiden Punkten ist die Arbeitsfähigkeit des Wassers gleich Null, am ersteren deswegen, weil hier die Wassermenge überhaupt erst in Wirksamkeit tritt,

---

[1]) Ueber einen Fall rascher Strudellochbildung. Mitteil. naturf. Gesellsch. Bern 1884.

[2]) Observations of the Falls of Niagara. Am. Journ. (2). XXIII. 1857. p. 85. Vergl. auch Wright, The Niagara River and the Glacial Period. Am. Journ. (3). XXVIII. 1884. p. 32.

[3]) Geology of Minnesota. II. 1888. p. 313.

am letzteren, weil keine Fallhöhe mehr vorhanden ist. Zwischen beiden Punkten wird das Gefälle nun dadurch reguliert, daß Erosion und Akkumulation sich beide, das Gefälle verkleinernd, aufwärts fortpflanzen[1]), so daß bei genügend langer Wirksamkeit (sofern nicht eine Minderung der Wassermenge eintritt) an keinem abwärts gelegenen Punkte ein größeres Gefälle sich zu erhalten vermag, als an irgend einem aufwärts befindlichen vorkommt. Außerdem ist das erstrebte Gefälle dadurch gekennzeichnet, daß es von Ort zu Ort sich nicht sprungweise, sondern allmählich ändert, da jede rasche Aenderung eine ebensolche in der Wasserkraft und deren Erosions- bezw. Akkumulationsvermögen zur Folge hat. Es erstreben sohin die Flüsse zwischen Quelle und Mündung eine stetig gekrümmte Gefällskurve, welche sich von der Quelle an zunächst rasch, dann allmählich langsamer und langsamer bis zur Mündung hinsenkt. Das ist das normale oder ausgeglichene Gefälle. In alle Partieen des Landes, welche über der Normalgefällskurve liegen, schneidet der Fluß ein, alle unter derselben befindliche werden verschüttet, wie dies durch Fig. 22 veranschaulicht wird, und zwar charakterisiert ein tiefer, meist schmaler Einschnitt, ein Thal, den Ort seiner erodierenden Thätigkeit, ein breites Feld, eine Ebene, das Bereich seiner Aufschüttungen, welche sich naturgemäß nicht auf den Flußlauf allein beschränken, sondern auch dessen Nachbarschaft betreffen. Denn sobald ein Fluß sein Bett über die Umgebung erhöht hat, tritt er in dieselbe über und beginnt hier aufzuschütten, bis alles beiderseits seiner Ufer gelegene Land bis zu seinem Normalgefälle erhöht worden ist. Aufeinanderfolgende Engen und Weitungen bezw. Thäler und Ebenen an den Strömen sind die bezeichnenden Merkmale für den Wechsel von Erosion und Akkumulation bei Erreichung des Normalgefälles.

Das Normalgefälle wird keineswegs immer dadurch direkt erreicht, daß an bestimmten Stellen Erosion und an den andern Akkumulation erfolgt. Vielmehr können

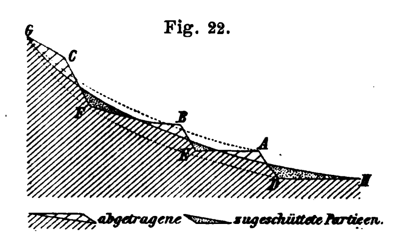
---

[1]) Vergl. Greenwood, Rain and Rivers. London 1857. p. 173.

beide einander an derselben Stelle mehrfach ablösen, indem sich der Fluß zwischen Orten, an welchen die Erosion oder Akkumulation nur äußerst geringfügige Fortschritte machte, zunächst zeitweilig ein Normalgefälle herstellt. Solche Orte werden von Heim[1]) und Kollbrunner[2]) Erosionsbasen genannt.

Es leistete z. B. das Eck bei *A* (Fig. 22) der Erosion äußerst hartnäckigen Widerstand, und es dauerte so lange, bis es zerschnitten war, daß mittlerweile die oberen Partieen des Bettes ein durch die Höhe von *A* bestimmtes Normalgefälle angenommen hatten, welches bei *B* und *C* geringere Einschnitte voraussetzte als das endgültige *HG*, aber viel beträchtlichere Aufschüttungen bei *E* und *F*

Fig. 22.



Herstellung der Normalgefällskurve.

erheischte. Umgekehrt sei zwischen *D* und *H* nur eine sehr langsame Aufschüttung erfolgt, weil hier ein tiefes Loch bestand, es konnte daher inzwischen der Fluß über *D* durch Erosion ein Normalgefälle *DG* gewinnen, welches unter dem definitiven Normalgefälle *HG* gelegen ist und erst durch Akkumulation in letzteres übergeführt werden kann.

In jedem Flusse findet einerseits eine gewisse Erosion statt, und andrerseits bleibt das vom Flusse bewegte Geschiebe oberhalb von dessen Mündung liegen, falls es nicht an letzterer von Meeresströmungen ergriffen und verfrachtet wird. Man kann darnach an jedem Flusse, welcher sein Normalgefälle erreicht hat, eine Strecke oberhalb der Mündung ausscheiden, an welcher er akkumuliert, während er auf dem übrigen Teile seines Laufes erodiert. Die erstere

[1]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878. I. S. 296, 298.

[2]) Zur Morphologie der Thalbildungen und Flußsysteme. S. 26.

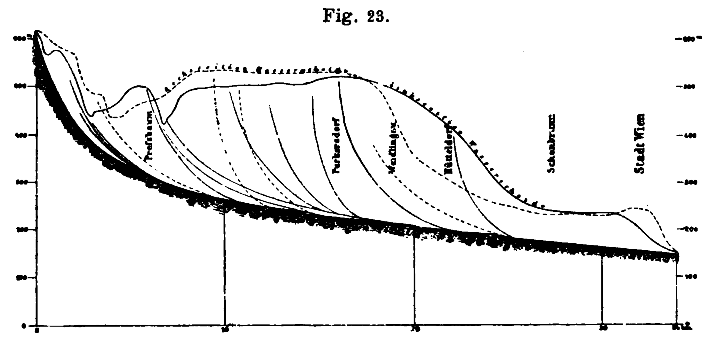
Strecke ist der Unterlauf, die letztere der Oberlauf. Streng genommen sollten Oberlauf und Unterlauf unmittelbar aneinanderstoßen; in Wirklichkeit aber schaltet sich zwischen sie eine je nach den Wasserstandsverhältnissen zwischen beiden strittige Strecke ein, in welcher der Strom zeitweilig erodiert, zeitweilig akkumuliert, so daß er im großen und ganzen wirkungslos ist, das ist der Mittellauf.

Diese drei Abschnitte eines jeden normalen Flußlaufes zeichnen sich durch bestimmte Eigentümlichkeiten aus. Die Akkumulation kann überall dort, wo Sinkstoffe bewegt werden, in vollkommen regelmäßiger Weise erfolgen; der Unterlauf zeigt daher das regelmäßigste Gefälle, zugleich aber auch die Neigung zur Verwilderung und Teilung. Die Intensität der Erosion aber ist nicht bloß von der Erosionskraft des Flusses, sondern auch vom ungleichen Widerstande der Gesteine abhängig. Im Oberlaufe, wo die Erosion noch fortschreitet, entwickeln sich daher allgemein Ungleichheiten des Gefälles: hier Partieen mit steilerem, dort solche mit geringerem Falle und dementsprechende Verschiedenheiten der Wasserbewegung: hier Stromschwellen oder selbst Wasserfälle, dort ruhiges Wasser. Der Mittellauf hat allgemein gleich dem Unterlaufe regelmäßiges Gefälle, ohne jedoch verwildert zu sein.

Flüsse, welche ihr Gefälle noch nicht ausgeglichen, d. h. das Normalgefälle noch nicht erreicht haben, oder an der Erreichung desselben gehindert worden sind, haben ein stufenförmiges Gefälle und weisen eine mehrfache Wiederholung von Stromstrecken mit den Eigenschaften des Ober-, Mittel- und Unterlaufes auf. Sie haben nicht selten Wasserfälle unfern der Mündung und unfern der Quelle ein ganz geringes Gefälle, so daß ihnen, wie von russischen Flüssen behauptet wurde, der Oberlauf fehlt. Hie und da kommt es selbst zu Verwilderungen unweit der Quelle, so daß sich hier die Flüsse gabeln und teilen, wobei es sich nicht selten ereignet, daß die einzelnen Arme sich nach verschiedenen Seiten richten und in verschiedenen Strömen abfließen. Das sind die Stromgabelungen, welche regelmäßig im Bereiche örtlicher Flußverwilderung entstehen.

Indem die zahlreichen Flüsse eines Gebietes in einem Strange sich ins Meer ergießen, wird ihrer aller Gefälle durch die Mündung desselben reguliert. Andrerseits wird dasselbe festgelegt durch die Ursprungsorte aller Quellstränge. Bei normaler Gefällsentwickelung eines Flußgebietes schließen sich die Gefällskurven aller Glieder des Gebietes asymptotisch aneinander, und es ist die Gefällskurve jedes vereinigten Flusses die Fortsetzung der Kurven der Zusammenflüsse. Dies zeigt deutlich nachstehende Darstellung des Gefälles der Wien und ihrer Zuflüsse. Bei der stufenförmigen Gefällsentwickelung hingegen stoßen die Gefällskurven einzelner Zuflüsse gelegentlich

Fig. 23.



Gefälle der Wien und ihrer Zuflüsse oberhalb Wien.

mit Knickungen oder Stufen aneinander. Dies findet auch nicht selten zwischen einem Strome und seinen untergeordneten Zuflüssen statt, welch letztere dann in Bezug auf ihr Gefälle sich wie selbständige Gewässer verhalten und Oberlauf, Mittellauf und Unterlauf erkennen lassen.

Am deutlichsten ist diese Entwickelung bei jenen untergeordneten Zuflüssen, welche bei kurzem Laufe ein sehr beträchtliches Gefälle besitzen, so daß sie durchweg Wildwasser aufweisen und vermöge der Neigung ihres Bettes eine besonders stattliche Transportkraft zu entwickeln vermögen, nämlich bei den Wildbächen der Thalgehänge. Dieselben bewegen oft erstaunliche Geschiebemassen, welche

dort liegen bleiben, wo sich das Gefälle des Wildbaches bei Uebertritt in die Thalsohle plötzlich mindert. Sie werden hier zu einem flachen Kegel angehäuft, dessen Spitze in das Ende des in das Thalgehänge eingeschnittenen Wildbachbettes fällt, und dessen Grundfläche sich über den Thalboden ausbreitet. Das sind die Schuttkegel. Da der obere Teil der normalen Gefällskurven der Wildbäche sehr steil verläuft, kann sich hier nicht bloß eine stattliche Erosion im Gerinne selbst entfalten, sondern es wird auch das angrenzende Gehänge unterwaschen, es treten Rutschungen und Abbrüche ein, welche bewirken, daß schließlich das ganze Einzugsgebiet zu einer Nische ausgearbeitet wird: das ist das Sammelbecken, vielfach auch Kar genannt. Zwischen Sammelbecken und Schuttkegel schaltet sich eine kurze Schlucht, der Abflußkanal oder Abflußrinne, Tobel oder Graben ein.

Die Wirksamkeit der Wildbäche hat schon seit geraumer Zeit die Aufmerksamkeit erregt. Schon 1779 gab J. A. de Luc[1]) eine vollständige Schilderung von ihnen und allen ihren Teilen. Das Sammelbecken nannte er entonnoir, den Abzugskanal débouché und den Schuttkegel einen Talus von der Form eines flachen Zuckerhutes. James Yates[2]) untersuchte 1831 namentlich die Bildung der Schuttkegel; er nennt sie Obtuse cones und unterscheidet

1. Gewöhnliche Schuttkegel.

2. An der Basis abgestutzte Kegel, nämlich solche, die von einem Flusse angeschnitten sind, und zwar meist von demjenigen, den sie zur Seite drängen. Vergl. S. 351.

3. Der unten abgestutzte und am Rande ausgesägte Kegel. Wird ein Schuttkegel von einem Flusse angeschnitten, so muß der Wildbach in den unteren Teil des Kegels einschneiden bis auf den Flußspiegel herab. Da er nun aber im oberen Teile vielfach Material ablagert und hier oft sein Bett leicht verlegt, so kann es leicht kommen, daß der eingeschnittene Lauf verlassen und ein neuer eingeschlagen wird, der in der Nähe des Flusses wieder einschneiden muß. Indem sich dies öfters wiederholt, wird schließlich der abgestutzte Rand des Schuttkegels förmlich zersägt.

4. Spitze, oben abgestumpfte Kegel. Es sind dies Schuttkegel, welche in Seen hineingebaut wurden und im Wasser einen steilen Böschungswinkel von 20 bis 30° annahmen, während der

---

[1]) Lettres physiques et morales. II. p. 51, 64.

[2]) Remarks on the Formation of alluvial Deposits. The Edinb. New Philos. Journ. 1831. XXI. p. 1 (15).

oberhalb des Sees gelegene Teil den gewöhnlichen Böschungswinkel von 5 bis 9° erhielt.

De Luc und Yates beobachteten bereits, wie die Thalflüsse durch die Schuttkegel zur Seite gedrängt werden, und letzterer führte aus, daß die Schuttkegel gelegentlich wie ein Damm sich quer über das Thal legen und dadurch einen See aufstauen.

Die dynamische Wirkung der Wildbäche ist namentlich von Surell[1]) untersucht worden. Er unterscheidet

1. Wildbäche mit unvollkommener Gefällskurve, Gefällssprung zwischen Abflußkanal und Schuttkegel; neu entstanden.
2. Wildbäche mit gleichmäßiger Gefällskurve, auf dem Schuttkegel ihren Lauf oft verändernd, ohne jenen wesentlich zu erhöhen.
3. Erloschene Wildbäche, die weder im Sammelbecken noch auf dem Schuttkegel wesentliche Veränderungen bewirken und eine feste Lage auf dem letzteren haben.

Diese drei Abteilungen entsprechen drei Perioden der Wildbachentwickelung, nämlich 1. Herstellung des Gefälls; 2. Verlegungen des Bettes und 3. Entwickelung der Stabilität, welche Perioden bei jedem Flußlaufe wiederkehren.

Die drei Abschnitte eines Wildbaches: Sammelgebiet, Abzugskanal und Schuttkegel lassen sich mit dem Ober-, Mittel- und Unterlaufe eines Flusses vergleichen, und indem solchermaßen die Abschnitte eines großen Stromes an den kleinen Wildbächen ihr Analogon finden, spricht sich die S. 260 ausgeführte hydrologische Selbständigkeit derselben aus. A. Heim[2]) ist es namentlich gewesen, welcher der seit langem üblichen Einteilung der Flußläufe in die drei genannten Abschnitte eine genetische Bedeutung zu Grunde gelegt hat, welche anderen Klassifikationen, z. B. der von A. Haase[3]), fehlt.

Th. Fuchs[4]) findet, daß die Grundform der Erosionsthäler ein weites Sammelbecken und einen engen Abzugskanal aufweist, also der Gliederung eines Wildbachgebietes ähnlich ist. Das förmliche Zerfressen von Berghängen durch die fortschreitende Ausbildung von Wildbachsammelgebieten und die dadurch bewirkte Herstellung von Wasserscheiden bildet einen Teil der Hauslabschen Ansichten über die Gestaltung der Erdoberfläche, welche von Cybulz veröffentlicht wurden[5]).

Das Studium der Wildbäche half die Erkenntnis gewinnen, daß die Flüsse nach der Herstellung eines bestimmten Gefälles streben, über dessen Natur verschiedene Meinungen herrschen.

---

[1]) Etude sur les torrents des Hautes Alpes. 1841. Cap. XXIV.

[2]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. I. 1878. S. 293.

[3]) Flüsse und Flußläufe. P. M. 1891. S. 49.

[4]) Ueber die Grundform der Erosionsthäler. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien. XXVII. 1877. S. 453.

[5]) Handbuch der Terrainformenlehre. Wien 1862. S. 78.

Surell schrieb 1838: So hat sich nach und nach die Kurve des stabilsten Bettes entwickelt unter dem Einflusse der Reibung des Wassers, welche nach einem Minimum, und des Widerstandes des Bodens, welcher nach einem Maximum strebt [1]). Nach K. G. Gilbert [2]) und Philippson [3]) entfalten die Flüsse an Stellen größten Widerstandes größte Erosionskraft, so daß ein Gleichgewicht der Wirkungen (Equilibrium of action) entsteht. In ein und demselben Flußlaufe aber soll, allenthalben gleichen Widerstand vorausgesetzt, das Gefälle umgekehrt proportional der Wassermasse werden. Philippson meint, daß nach Erreichung eines solchen Gefälles der Fluß seine Erosionsarbeit vollendet hat. Dies ist jedoch unrichtig (vergl. S. 328), weswegen auch die von Philippson vorgeschlagene Bezeichnung Endkurve der Erosion oder Erosionsterminante nicht annehmbar ist.

Mehrfach hat man das Normalgefälle der Flüsse auf eine bestimmte Kurve zurückzuführen gesucht. Denzler hielt dieselbe für parabolisch, nach einer von Zollikofer [4]) mitgeteilten Formel, welche lautet:

$$h = \frac{m}{n+l} - pl$$

wenn h die Höhe, l die Entfernung eines Punktes des Flußlaufes von der Quelle, m, n und p Konstanten sind. A. Taylor [5]) bezeichnete die Gefällskurve als eine binominale, indem er von der Voraussetzung ausging, daß sich nach dieser, von Quetelet vielfach angewandten Kurve die Gestalt der gesamten Landoberfläche richte. Oppikofer [6]) hielt die Normalgefällskurve für eine Cykloide; in einer solchen Kurve würden die Flüsse, falls keine Reibung vorhanden wäre, ihren Lauf am raschesten durcheilen.

Wey [7]) und Trautweiler sind dieser Annahme entgegengetreten, und letzterer erblickt im Verlaufe der Flußbetten Parabeln [8]). In der That kann das Gefälle der Donau und des Maines in Bayern streckenweise durch Parabeln ausgedrückt werden [9]),

---

[1]) Etudes sur les torrents des Hautes Alpes. 1841. p. 4.

[2]) Geology of the Henry Mountains. p. 112.

[3]) Ein Beitrag zur Erosionstheorie. P. M. 1886. S. 67 (72).

[4]) Bassin hydrographique du Pô. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. V. 1857. p. 267.

[5]) On the Formation of Deltas. Geolog. Mag. 1872. S. 500.

[6]) Gefällsverteilung mehrerer schweizerischer Flüsse. Die Eisenbahn. XIV. S. 36 u. 103.

[7]) Zur Cykloidentheorie des Herrn Oppikofer. Ebenda. XIV. S. 78. 85. IV. S. 31.

[8]) Die natürlichen Gefällsverhältnisse der Flüsse. Gaea. 1883. S. 449.

[9]) Der Wasserbau an den öffentlichen Flüssen in Bayern. München 1888. S. 356.

und wenn man mit E. de Beaumont[1]) die Gefällskurve berechnet, bei welcher die Wassergeschwindigkeit im gesamten Flußlaufe gleich groß ist, so erhält man unter Voraussetzung einer bestimmten Form des Querprofiles für Flüsse mit gleichmäßiger Wasserzunahme ein parabolisches Gefälle. Das Längsprofil des Rheines in der mittelrheinischen Tiefebene untersuchend, fand endlich Sternberg[2]), daß dasselbe durch eine logarithmische Kurve ausgedrückt werden könne, und suchte dies durch die Abnutzung der Geschiebe zu erklären. Allen diesen Ansichten steht das Urteil einiger Hydrotechniker gegenüber. Nach Hagen ist kein Zusammenhang im ganzen Laufe eines Stromes oder eine gewisse Tendenz desselben vorauszusetzen, seinen Wasserspiegel nach einer stétigen Kurve zu normieren[3]). Pestalozzi[4]) bestreitet, daß das Gefälle durch eine Parabel oder Cykloide ausgedrückt werden könne, und weist ihm einen sehr verwickelten Verlauf zu.

Die Normalgefällslinien der Flüsse können keine bestimmten geometrischen Kurven sein. Schon der Umstand, daß sie innerhalb ein und desselben Flußgebietes zwischen einer Mündung und verschiedenen in verschiedener Entfernung befindlichen Quellen verlaufen und dabei streckenweise zusammenfallen sollten, widerstreitet völlig der Möglichkeit einer geometrischen Auffassung. Aber auch eine physikalische Bedeutung ist ausgeschlossen, da die Gefällskurven überhaupt nicht bestimmte Kurven sind. Lediglich durch zwei Punkte (Ursprung und Mündung) bestimmte Kurven von den allgemeinen Eigenschaften der Normalgefällskurven — nämlich dem stetig sich verkleinernden Gefälle — sind in unendlicher Zahl zwischen der Quelle und der Mündung eines Stromes denkbar, und wenn ein Normalgefälle erreicht ist, so bezeichnet dies in keiner Weise einen Stillstand in der Thätigkeit des Flusses[5]), sondern lediglich eine nunmehr auf bestimmte Abschnitte desselben beschränkte Art der Wirksamkeit. Es erodiert dann der Fluß nur im Oberlaufe

---

[1]) Leçons de géologie pratique. Paris 1849. p. 121.

[2]) Zeitschr. f. Bauwesen. 1875. S. 490.

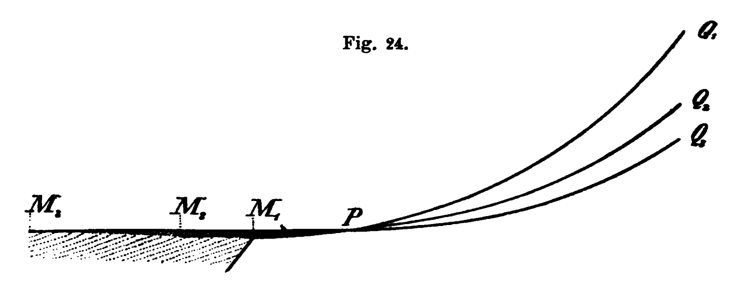
[3]) Handbuch der Wasserbaukunst. Die Ströme. I. S. 148.

[4]) Vergl. Franzius und Sonne, Wasserbau. 2. Aufl. 2. Abt. Leipzig 1882. S. 236. (Handbuch der Ingenieurwissensch. III.)

[5]) Penck, Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 293.

und akkumuliert im Unterlaufe, während er im Mittellaufe wirkungslos ist. Dabei verändert er natürlich unablässig seine Gefällskurve, indem er durch fortgesetzte Erosion die steileren Gefällspartieen mehr und mehr nach seinem Ursprung hin zusammenschiebt, so daß hier schließlich übersteile Böschungen entstehen, während sonst ein minimales Gefälle zur Entwickelung gelangt, das gerade noch den Transport von Sinkstoffen zuläßt. Jene übersteilen Böschungen im Quellgebiete aber vermögen sich nicht zu erhalten, sie stürzen oder rutschen ein, und dadurch wird die Lage des einen der Endpunkte des Normalgefälles, nämlich der Quelle, ständig erniedrigt. Andererseits schüttet der Fluß seine Sinkstoffe hinaus in das Meer,

Fig. 24.



Stetige Aenderungen des Normalgefälles.

den andern Endpunkt der Gefällskurve, die Mündung, verschiebend. Auf diese Weise verlängert er seinen Lauf und mindert seine gesamte Fallhöhe, verkleinert also aus doppelter Ursache sein Gefälle; dies dauert so lange als das Wasser noch Sinkstoffe zu verfrachten vermag, nämlich so lange als die für die unstetige, rollende Wasserbewegung bezeichnenden Wirbel vorhanden sind, welche Bestandteile schwebend zu halten vermögen. Nach Reynolds tritt aber bereits bei minimalem Gefälle der Uebergang von der stetigen gleitenden Wasserbewegung zur unstetigen rollenden ein, so daß man eine Kurve von ganz minimalem Gefälle als das Endziel der Flußthätigkeit bezeichnen muß.

Fig. 24 stellt die Veränderungen des Normalgefälles eines Flusses dar. Dasselbe war ursprünglich $M_1 Q_1$; die Mündung rückte nun allmählich von M_1 nach M_2, M_3 u. s. f., während der Ursprung durch Massenbewegungen sich nach Q_2, Q_3 u. s. w. senkte. Nur der Mittellauf blieb um P unverändert, so daß sich die Gefällskurve gleichsam um denselben drehte. Bei fortschreitender Entwickelung kann sich aber wohl ereignen, daß der Fluß in seine früheren Anschwemmungen wieder einschneidet, so daß selbst die Grenzen von den drei Abschnitten des Flußlaufes nicht unverändert bleiben. Die Erreichung des Normalgefälles und jede Veränderung desselben stellt eine Arbeit dar, welche je nach der Kraft der Flüsse in kürzerer oder längerer Zeit geleistet werden kann. Man kann sohin aus irgend einer Gefällskurve sowohl auf die Kraft des Flusses als auch auf die Dauer seiner Wirkung schließen, und unbedeutende Gerinne können in langer Zeit ebenso tief einschneiden, wie große Ströme in kürzerer Zeit.

Zugleich mit seinem Gefälle vermag ein Strom auch seine Breiten- und Tiefenverhältnisse zu regeln. Faßt man zunächst eine Flußstrecke mit gleichbleibender Wassermenge (M) ins Auge, so ist für diese das Produkt aus mittlerer Geschwindigkeit (v) und Querprofil (q) konstant, und da nun die Wassergeschwindigkeit eine Funktion der hydraulischen Tiefe (R) und des Gefälles (J) ist, so stehen alle diese Größen in Beziehung zu einander, welche bei Annahme der allgemeinen Geschwindigkeitsformel von Reynolds (S. 275) durch die Gleichung

$$M = q \,.\, c\,(kJ)^x \,.\, T^{2x-1} \,.\, R^{3x-1}$$

ausgedrückt werden kann, oder, da der Querschnitt eines Flusses gleich dem Produkte des benetzten Umfanges (p) und der hydraulischen Tiefe ist, so ist

$$M = p \,.\, c\,(kJ)^x \,.\, T^{2x-1}\, R^{3x}.$$

Hieraus wird ersichtlich, daß jede Vergrößerung der Gefälle auf einer solchen Flußstrecke eine Verminderung des benetzten Umfanges bezw. Breite oder der hydraulischen bezw. mittleren Tiefe zur Folge hat. Faßt man einen Flußlauf mit konstant wachsender Wassermenge ins Auge, so können gemäß obiger Formel dessen Breite, Tiefe und Gefälle wachsen. Thatsächlich aber mindert sich bei normalen Gefällsverhältnissen dies Gefälle, je mehr man sich der Mündung nähert, d. h. je größer die

Wassermasse wird. Demnach nehmen bei wachsenden Strömen mit ausgeglichenem Gefälle Breite und Tiefe nach der Mündung hin zu, solange als der Exponent x konstant ist. Dieser aber hat voraussichtlich für verschiedene Bettbeschaffenheit verschieden große Werte, so daß unter Umständen mit abnehmender Rauhigkeit des Bettes (zunehmendem x) trotz Zunahme der Wassermenge Breite, Tiefe und Gefälle eines Stromes unverändert bleiben können.

Sehr bemerkenswert ist der aus obiger Formel deutlich erhellende Einfluß der Temperatur auf die Wasserbewegung der Ströme. Bei höherer Temperatur entspricht derselben Wassermenge an derselben Stromstrecke ein kleineres Profil, bezw. kleinere Tiefe und Breite als bei niederer Temperatur, woraus ersichtlich wird, daß gleichen Gefällen keineswegs gleiche Wassermengen entsprechen. In der That hat die Newa im Winter geringere Geschwindigkeit als im Sommer [1]. Im Anschlusse hieran sei bemerkt, daß gleichen Wasserständen nicht unbedingt gleiche Wassermassen entsprechen. Da bei steigendem Wasserstande das Gefälle ein steileres ist als bei sinkendem, ist zugleich auch die zu einem bestimmten Pegelstande gehörige Geschwindigkeit und Wassermenge bei steigendem Wasser größer als bei fallendem.

Dank der wechselseitigen Beziehungen von Breite, Tiefe und Gefälle sind die Flüsse in Stromengen besonders tief. So erreicht die Donau in der Kasanenge des Banater Durchbruches 53 m Tiefe; ihr Boden liegt also unter dem Meeresniveau, und am Greiner-Strudel hat sie bis 30 m Tiefe. Der Rhein hat im rheinischen Schiefergebirge unweit des Lurleifelsens 27 m Tiefe. Den Umstand, daß bei Vermehrung der Wassertiefe eine Gefällsminderung stattfindet, hat namentlich Dausse betont [2].

i) Störung des Normalgefälles.

Die Erreichung eines normalen Gefälles wird durch verschiedene Umstände erschwert. Dazu gehören vor allem die Massenbewegungen, welche neben einem einschneidenden Flusse entstehen. Indem derselbe sein Bett rasch vertieft, wachsen seine Ufer über ihn empor, und

[1] The Nature. XXVIII. 1883. p. 16.

[2] Sur un phénomène important d'hydraulique méconnu parmi nous. Mém. prés. par sav. étrang. Acad. Paris. 1872. XX. p. 299.

indem diese abbrechen oder abrutschen, liefern sie nicht selten Trümmer von solchem Volumen, daß dieselben durch die Stoßkraft des Flusses nicht bewegt werden können. Sie bleiben liegen und verursachen eine Gefällsstufe, welche erst verschwindet, wenn die Trümmer, sei es durch die Vermehrung der Stoßkraft, welche sich an das gesteigerte Gefälle knüpft, fortgeschafft oder allmählich durch Korrosion verkleinert worden sind. So hat z. B. die Etsch dort, wo sie die Trümmer des Bergsturzes der Lavini di San Marco unterhalb Rovereto durchmißt, eine Gefällsstufe.

Derartige Trümmerstufen können zu einer lang anhaltenden Erscheinung dort werden, wo sich regelmäßig Abbrüche wiederholen, wie z. B. in Felsengen mit brüchigem Gesteine. Solange hier der Abbruch erfolgt, besteht eine Stufe, die erst dann verschwindet, wenn die Ursache des Abbruches, d. h. die Enge, verschwunden ist. Die Erreichung des Normalgefälles ist daher rückwirkend auch von Einfluß auf die Gestaltung des Landes neben dem Flusse [1]).

Ein ausgezeichnetes Beispiel für den Einfluß der Uferbeschaffenheit auf das Gefälle eines Flusses gewährt die Enns. In trägem, vielfach gewundenem Laufe durchmißt sie das obere Ennsthal mit seiner breiten Thalsohle. Auf der 69 km langen Strecke vom Passe Mandling bis Admont beträgt hier ihr Fall nur 190 m, ihr Gefälle also kaum 2,7 ‰. Eintretend in die Enge des Gesäuses erhält sie nun mit einem Male hochanstrebende Gehänge, von welchen gewaltige Blöcke in ihr Bett stürzen. Eine Steigerung des Gefälles ist die unmittelbare Folge, der Fluß senkt sich auf der 22,5 km messenden Strecke zwischen Admont und Hieflau um 140 m, erlangt also ein Gefälle von über 6 ‰; auf der ganzen Strecke passiert er keine Felsschwelle, sondern alle seine Stürze und Fälle knüpfen sich an große in ihr Bett gefallene Steinblöcke, welche, wie schon erwähnt, teilweise durch Wasserwirbel mit Riesentöpfen versehen worden sind.

Liefert der Abbruch der Ufer häufig Trümmer von einer Größe, die der Fluß nicht zu bewältigen vermag, so führen ihm auch untergeordnete Zuflüsse gelegentlich

[1]) Vergl. hierzu auch A. Tylor, Remarks on Denudation. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXV. 1869. p. 71.



Schuttmassen zu, die er mit seiner Transportkraft nicht fortschaffen kann und die daher in seinem Bette eine Gefällsstufe erzeugen, welche räumlich mit dem Schuttkegel von Wildbächen zusammenfällt. Solche Schuttkegelstufen kommen an allen größeren Alpenflüssen vor. Simony[1]) beschreibt sie namentlich vom Etschthale, und Dutton[2]) macht auf ihr häufiges Auftreten längs des Colorado aufmerksam. Da in bröckeligem Gestein die untergeordneten Zuflüsse besonders reiche Geschiebeführung aufweisen, so zeigen einschneidende Flüsse im Bereiche leicht zerstörbarer Gesteine häufig Gefällsstufen, auf welche F. Löwl[3]) besonders hinwies, während andre Gefällsstufen sich an das Auftreten besonders widerstandsfähiger Gesteine knüpfen und als Erosionsstufen zu bezeichnen sind.

Die Trümmerzufuhr seitens der untergeordneten Zuflüsse und der Abspülung überhaupt ist um so größer, je größer die Fallhöhe derselben ist, und letztere wächst in dem Maße, als der Fluß einschneidet, dem sie zueilen. Fortgesetztes Einschneiden kann daher zur Folge haben, daß dem Flusse von den Seiten so viel Material zugeführt wird, daß er zu erodieren aufhören muß, weil seine ganze verfügbare Kraft zum Geschiebetransporte verwendet wird. So kann die Erosion durch ihre Folgeerscheinungen erlahmen. Weiter hängt die Schuttbewegung durch die Abspülung von der Menge des abfließenden Wassers ab. In niederschlagsreichen Zeiten kann dieselbe unter Umständen die Erosion eines Flusses hindern, die in trockenen Zeiten unablässig fortschreitet. Klimaänderungen sind daher auch für die Entwickelung des Flußgefälles belangvoll.

Das wirkliche Flußgefälle steht in innigster Abhängigkeit von der petrographischen und klimatischen Beschaffenheit der Länder, so lange als diese nennenswert

---

[1]) Ueber die Alluvialgebilde des Etschthales. Sitzungsb. d. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Klasse. XXIV. 1857. S. 455.

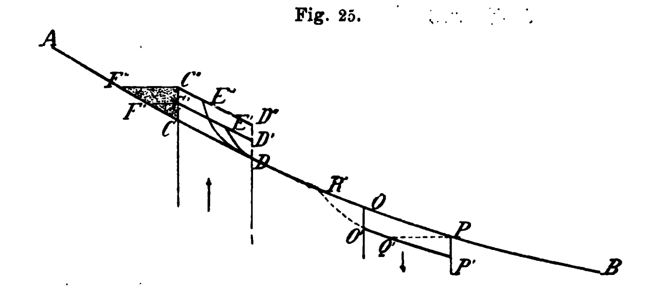
[2]) Tertiary History of the Grand Cañon District. 1882. p. 241, 244.

[3]) Ueber den Terrassenbau der Alpenthäler. P.M. 1882. S. 132.

über dem Flußspiegel gelegen sind, und dies ist der Fall, solange der Fluß erodiert. Kein erodierender Fluß kann daher ein ganz regelrechtes Normalgefälle erreichen; ein solches kommt lediglich akkumulierenden Strömen zu.

In sehr bedeutender Weise wird die Erreichung eines normalen Gefälles durch die Krustenbewegung gehindert. Durch dieselbe werden die einzelnen Teile eines Flußlaufes gegeneinander verschoben, so daß fortwährend neue Gefällsstufen entstehen; ununterbrochen arbeitet aber das rinnende Wasser an der Ausgleichung derselben, und so entwickelt sich ein Kampf von Flüssen und Krusten-

Fig. 25.

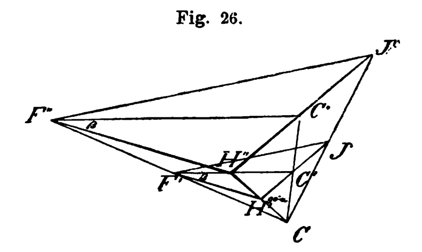


verschiebungen, dessen gegenwärtiger Stand sich in den Gefällsverhältnissen der Gerinne deutlich ausspricht. Je nachdem Krustenverschiebungen oder Flußwirkungen größer sind, kommt es zu sehr verschiedenen Ergebnissen. Theoretisch kann jeder Fluß eine in seinem Laufe sich erhebende Schwelle durchsägen, da bei der Hebung eine Gefällssteigerung stattfindet.

Innerhalb eines Flusses, welcher das Normalgefälle *AB* erreicht habe, hebe sich eine Strecke *CD* Fig. 25. Geschieht diese Hebung nun so langsam, daß ihr die Erosionskraft des Flusses fortwährend entgegenarbeiten kann, indem sich das Bett auf der Strecke *CD* genau in dem Maße vertieft, als hier das Land ansteigt, so bringt letzteres keinerlei Effekt auf den Flußlauf hervor. Anders jedoch, wenn die Hebung rascher als die Bettvertiefung geschieht. Es verschiebt sich dann die Lage des Flußbettes allmählich und erreicht nach einer bestimmten Zeit die Lage *C' D'*. Dadurch entstehen zwei Gefällsbrüche bei *C* und *D*. Ueber *D* ent-

wickelt sich ein senkrechter Absturz DD'; aber während derselbe emporwächst, wird an ihm genagt; es wird ein kleiner Einschnitt $D'DE'$ in die sich hebende Scholle eingefressen. Bei C hingegen entsteht ein einspringender Winkel, hier lagert der Fluß seine Geschiebe ab und schüttet sein Bett mindestens bis FC' auf, so daß sein Gefälle $AF'C'E'DB$ geworden ist. Dauert nun die Hebung in gleichem Maße fort, so gelangt die Flußstrecke nach einer bestimmten Zeit nach $C''D''$, welche Strecke doppelt so hoch als $C'D'$ über CD liege. Während jedoch dieses Niveau erreicht wird, dauert das Einschneiden oberhalb D fort, die Fallhöhe hat sich hier verdoppelt, dementsprechend auch die Erosionskraft des Stromes. Hat er früher hier in dem ersten bestimmten Zeitabschnitte das Stück $DD'E'$ ausgesägt, so kann er nun in dem nächstfolgenden wohl ein doppelt so großes aussägen, so daß seine Gesamtarbeit in beiden

Fig. 26.



Zeitabschnitten $E''D''D = 3\,E'D'D$ sein wird. Ueber C ist nunmehr ein Raum mit dem Querschnitte $F''C''F'C'$ auszufüllen. Die Größe dieses Raumes wird namentlich bestimmt durch den Böschungswinkel, unter welchem hier das Land zu beiden Seiten des Flusses ansteigt. Fig. 26 veranschaulicht dieses Verhältnis. In dem ersten Zeitabschnitte war die Pyramide

$$F'H'J'C \left(= \frac{F'C' \,.\, H'C' \,.\, CC'}{3} = \frac{F'C' \,.\, C'C^2 \cot\alpha}{3}\right)$$

zuzuschütten, im zweiten Zeitabschnitte ist der Pyramidenstutz $F''H''J''F'H'J'$ zuzuschütten. Derselbe ist gleich der Pyramide $F''H''J''C$ vermindert um die Pyramide $F'H'J'C$, also gleich

$$\frac{F''C'' \,.\, C''C^2 \operatorname{tg}(90^0 - \alpha)}{3} - \frac{F'C' \,.\, C'C^2 \cot\alpha}{3}$$

oder da $C''C = 2\,C'C$, und nahezu $F''C'' = 2\,F'C'$ gleich

$$\frac{8\,F'C' \,.\, C'C^2 \cot\alpha}{3} - \frac{F'C' \,.\, C'C^2 \cot\alpha}{3}$$

also 7mal so groß als die Pyramide $F'H'J'C$. In einem dritten Zeitabschnitte endlich, während dessen die Hebung andauere,

kann über D infolge eines verdreifachten Gefälles ein Stück 3mal größer als $E'D'D$ ausgeschnitten werden, so daß die gesamte Erosionsarbeit hier nunmehr $6\,E'D'D$ ist, während über C ein Pyramidenstumpfen vom (3^3-2^3), also 19fachen Volumen der Pyramide $F'H'J'C$ zuzuschütten ist. In einem $n$ten Zeitabschnitte der Hebung ist die Erosionsleistung über D hiernach $n$mal größer als während des ersten Abschnittes, die mindest erforderliche Zuschüttung über C im $n$ten Zeitabschnitte aber $(3n^2-3n+1)$mal größer als im ersten. Es nimmt die Erosionskraft proportional der Zeit, die nötige Akkumulation nahezu proportional dem 3fachen Quadrate der Zeit zu.

Je länger also eine Hebung innerhalb eines Flußbettes anhält, desto mehr steigert sich über der sich hebenden Scholle die Erosionskraft des Flusses, und schließlich kann dieselbe so groß werden, daß sie in der Zeiteinheit das Bett um genau so viel vertieft, als sich dasselbe hebt. Es ist dies der Fall, wenn $CC'DD' = n\,E'D'D$ ist. Von diesem Momente an hat die Hebung keinen Einfluß mehr auf das bis dahin herausgebildete Flußgefälle, der Fluß zersägt die Scholle in dem Maße, als sich dieselbe hebt, was bereits Brückner[1]) nachwies.

Allein in Wirklichkeit wird die entsprechende Lage des Bettes nicht immer erreicht. Ist die sich hebende Scholle sehr ausgedehnt oder ist die Erosionskraft des Wassers gering, so dauert es sehr lange, bis das Wasser in die Lage versetzt ist, entsprechend der Hebung zu erodieren, und ungeheure Schottermassen sind erforderlich, damit die oberhalb der sich hebenden Scholle befindlichen Strecken aufgeschüttet werden. Dabei kann nun leicht eintreten, daß die Aufschüttung das Niveau des angrenzenden Landes überschreitet, so daß der Fluß seitlich überfließen kann; die Durchsägung der sich hebenden Scholle hört in diesem Falle infolge einer Verlegung des Flußlaufes auf. Andererseits kann sich aber auch ereignen, daß die Aufschüttung nicht gleichen Schritt mit der fortdauernden Hebung zu halten vermag; das tritt ein, wenn die Geschiebeführung zu gering ist. Dann entsteht oberhalb der sich hebenden Scholle eine Wanne, in der sich die Flußwasser als See ansammeln. Geklärt, der Sinkstoffe ledig und ohne Gerölle, betreten die aus diesem See abfließenden Wasser den Flußlauf in der ansteigenden Scholle, ihre Erosionsfähigkeit ist dadurch gemindert, es verzögert sich die Erreichung jenes Gefälles, bei welchem die Erosion der Hebung Schritt zu halten vermag, und es vergrößert sich die Möglichkeit, daß der aufgestaute See seitlich einen anderen Ausfluß gewinnt.

Es werden, wie gleichfalls Brückner zeigte, die in Flußläufen aufsteigenden Schollen dann

---

[1]) Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh. Wien. I. 1. 1886. S. 99.

nicht durchsägt, wenn zur Erreichung jenes Gefälles, bei welchem die Erosion der Krustenbewegung Schritt zu halten vermag, Hebungen bis über das Niveau des niedrigsten Punktes der das Flußgebiet oberhalb der sich hebenden Scholle umgebenden Wasserscheide nötig sind. Da nun in normalen Fällen der niedrigste Punkt der Umwallung des Flußgebietes dicht am Rande der ansteigenden Scholle gelegen ist, so wird im allgemeinen das Ueberfließen am Saume derselben geschehen, und so kommt es, daß Flußläufe sich mittelbar an Verwerfungen knüpfen. Die infolge des Ueberfließens auf der hebenden Scholle außer Funktion gesetzte Flußstrecke kann unter Umständen später von einem neuen, kleineren Gerinne benutzt werden. Wird hingegen das verlassene Bett nicht wieder vom rinnenden Wasser aufgesucht, so markieren sich seine Pfuhle eine Zeit lang, bis sie ausgeschüttet sind, durch eine Reihe isolierter Wannen.

Das Gefälle, bei welchem Erosion und Hebung im Gleichgewichte stehen, wird um so leichter erreicht, je geringer die Intensität und die Ausdehnung der Hebung, je größer die Kraft des betreffenden Flusses ist. Queren mehrere gleich große Flüsse eine sich hebende Scholle, so hat derjenige die meiste Aussicht, dieselbe zu durchsägen, welcher an deren schmalster Stelle fließt, und die andern können ihm eventuell durch Ueberfließen am Rande der sich hebenden Scholle tributär werden. Von verschiedenen ungleich großen Flüssen ferner, welche eine sich hebende Scholle kreuzen, ist der größte am meisten befähigt, dieselbe zu durchsägen, während ihm die Nachbarn leicht tributär werden können. Durchschnittlich werden daher die schmalsten oder am wenigsten sich bewegenden Stellen sich hebender Schollen und diese eher von großen als von kleinen Gewässern gequert werden.

Die Frage ferner, ob oberhalb einer sich hebenden Scholle Wannen bezw. Seen entstehen oder nicht, hängt von dem Verhältnisse der Hebungsintensität zu der Geschiebeführung der Flüsse und der Böschung des angrenzenden Landes ab. Je geringer die Geschiebeführung

und der Abfall der Umgebung eines Flusses, je größer also der auszufüllende Raum und je kleiner die zur Ausfüllung vorhandenen Materialien sind, desto eher kann die Seebildung eintreten; unter gleichen Umständen werden also kleine, geschiebearme Rinnsale eher durch Hebungen zu Seen aufgestaut werden, als große. Ganz allgemein werden große Flüsse, werden Ströme durch Hebung innerhalb ihres Laufes weit geringere Beeinflussung erfahren als kleinere.

Senkt sich innerhalb eines Flußlaufes eine Scholle, so gelten ganz entsprechende Erwägungen. Geschieht die Senkung so langsam, daß sie genau durch die Geschiebeführung ausgeglichen werden kann, so hat sie keinen Einfluß auf die Gefällskurve; erfolgt sie hingegen rascher, so finden dieselben Prozesse wie an der sich hebenden Scholle, jedoch in umgekehrter Anordnung statt. Oberhalb der sinkenden Scholle wird erodiert (*OO′R′* Fig. 25), auf ihr selbst erfolgt Akkumulation und zwar mindestens bis *PQ′*, so daß die Gefällskurve nach einer bestimmten Zeit den Verlauf *AR′ O′ Q′ PB* angenommen hat etc. Reicht die Geschiebeführung nicht aus, um die entstehende Einsenkung zuzuschütten, so entsteht oberhalb *P* eine Wanne, deren Abfluß eventuell zwischen *P* und *B* einschneiden kann. Schreitet die Senkung so weit fort, daß irgend ein Punkt der Umwallung der Strecke *OP* unter das Niveau der Schwelle bei *P* sinkt, so tritt hier ein Ueberfließen des Flusses selbst oder des aufgestauten Seewassers ein und dadurch wird ein neuer Fluß gebildet, welcher innerhalb der sich senkenden Scholle fließt. Erfolgt endlich eine Senkung, welche mehrere Flußläufe quer oder schräge durchsetzt, derart, daß durchweg die Umwallungen der Flußstrecken unter das Niveau der Schwelle bei *P* geraten, so verwandelt sich das ganze Gebiet der Senkung entweder in eine zusammenhängende von den verschiedenen Flüssen aufgebaute Schotterfläche, oder, wenn die Akkumulation nicht der Senkung Schritt zu halten vermag, in einen zusammenhängenden See.

Sobald also irgendwo in einem Flußgebiete Dislokationen eintreten, durch welche ein abwärts gelegener

Punkt über das Niveau der niedrigsten Stelle der Umwallung des aufwärts gelegenen Gebietes gebracht wird, entstehen Verlegungen des Flußlaufes und derselbe schlägt vielfach Richtungen ein, die durch das Streichen der Dislokationen bedingt werden; es kann die Gliederung eines ursprünglichen Flußsystems auf beweglichem Boden gänzlich verwischt werden. Hierbei kann es zu förmlichen Umkehrungen des Flußlaufes kommen, sobald sich Hebungen und Senkungen zu einer Schaukelbewegung kombinieren, durch welche flußaufwärts gelegene Punkte allmählich unter das Niveau flußabwärts gelegener geraten, ohne daß der Fluß diesem Vorgange entgegenzuarbeiten vermöchte. Reyer[1]) führt auf derartige Verhältnisse hydrographische Verschiebungen im Val di Chiana zurück und E. v. Drygalski betrachtet unter gleichem Gesichtspunkte die von Dana ausführlich geschilderten Stromumkehrungen in Connecticut[2]).

Die Art der Dislokationen ist für die geschilderten Vorgänge völlig belanglos. Ob die Hebung durch Verwerfungen oder Faltungen oder Verbiegungen der Kruste erfolgt, oder ob die Senkung infolge der einen oder anderen dieser drei Bewegungen geschieht, das hat auf die Gefällsentwickelung den gleichen Einfluß, und Verschiedenheiten machen sich nur infolge der ungleichen Intensität dieser Arten der Krustenbewegungen geltend, von denen die Verwerfungen und Faltungen, wie es scheint, am lebhaftesten zu werden vermögen. Auch ist für das Wesen der Sache gleichgültig, ob an Stelle der sich hebenden Scholle ein Lavastrom, statt der Senkung eine Explosionswanne tritt; nur ist zu beachten, daß die dadurch bewirkten Gefällsstörungen in der Regel so rasch geschehen, daß ihnen der Fluß nicht entgegenzuarbeiten vermag, daher regelmäßig zu einem See aufgestaut und häufig aus seiner Richtung gedrängt wird.

Aenderungen der Niveauverhältnisse, wie sie durch Umlagerungen von Massen hervorgerufen werden können,

---

[1]) Aus Toskana. Wien 1884. S. 112.
[2]) Z. d. G. f. E. 1887. S. 251.

haben den nämlichen Einfluß auf die Flüsse wie die Krustenbewegungen selbst. Ein isoliertes Ansteigen der Niveauflächen kommt in seinen Wirkungen einer Senkung, ein isoliertes Sinken derselben einer Hebung gleich. Der Umstand aber, daß die gestörten Niveauflächen gegenüber den ungestörten nur eine sehr geringe Neigung auf weisen können, läßt den Einfluß der Geoiddeformationen auf die Gefällsverhältnisse der Flüsse als ziemlich unbedeutend erscheinen.

Störungen der Niveauflächen gehören zu den Folgeerscheinungen der Eiszeit, und es ist ausgesprochen worden, daß ganze Gefällsumkehrungen von Flüssen ihnen zuzuschreiben seien [1]). Nach E. v. Drygalski [2]) haben in der Umgebung einer 1000 m mächtigen Vereisung von der Ausdehnung der ehemaligen nordeuropäischen die gestörten Niveauflächen gegenüber den ungestörten folgendes Gefälle:

In	den	ersten	20	km	vom	Rande	0,05 ‰
„	„	„	20—60	„	„	„	0,045 ‰
„	„	„	60—100	„	„	„	0,035 ‰,

so daß also nur Flüsse von äußerst minimalem Gefälle, wie z. B. der Unterlauf sehr bedeutender Ströme, bei Geoiddeformationen eine gänzliche Umkehrung ihres Gefälles erfahren könnten, welcher aber gewiß durch die Erosion entgegengearbeitet worden wäre. Immerhin aber bleibt die Thatsache bestehen, daß Flüsse, welche nach den vergletscherten Gebieten hinflossen, seither eine Verminderung, die entgegengesetzt gerichteten eine Verstärkung ihres Gefälles erfahren haben, so daß die ersteren in der Neigung zu akkumulieren, die letzteren in der zu erodieren bestärkt worden sind.

Alle Krustenbewegungen und Geoiddeformationen stören die Stromthätigkeit nur dann, wenn sie das Gefälle verändern. Faltungen und Verbiegungen, sowie Geoiddeformationen haben daher auf das Gefälle aller jener Ströme keinen Einfluß, welche genau in der Richtung ihres Streichens fließen; indem sie jedoch das eine Ufer derselben konstant mehr als das andre heben, können sie bewirken, daß niedrigufrige Flüsse ihren Lauf ver-

---

[1]) Penck, Periodizität der Thalbildung. Verhdlgn. d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin 1884. S. 1.

[2]) Die Geoiddeformationen der Eiszeit. Z. d. G. f. E. 1887. S. 169 (234, 251).

lassen und einen neuen, senkrecht zu ihrer früheren Richtung, nämlich im Sinne des Fallens der dislozierten Oberfläche einschlagen.

Von größter Bedeutung für alle Flußthätigkeit sind die Verschiebungen der Küstenlinie, mögen dieselben durch Bewegungen der Kruste oder durch Schwankungen des Meeresspiegels verursacht sein[1]). Denn ein Teil der Küsten, nämlich die Flußmündungen, bezeichnet den unteren Endpunkt aller Gefällskurven der ozeanischen Flüsse, und Bewegungen der Küstenlinie müssen alle jene Gefällskurven stören. Positive Bewegungen der Küstenlinie bezw. Senkungserscheinungen mindern das Gefälle aller nicht binnenländischen Flüsse; sie rücken den unteren Endpunkt von deren Normalgefällskurve und somit den ganzen Unterlauf aufwärts und dehnen damit das Bereich der Akkumulation aus. Bei negativen Bewegungen der Strandlinie hingegen, welche sich als Hebungserscheinungen des Landes äußern, legt sich der untere Endpunkt des Normalgefälles tiefer, und im früheren Unterlaufe entfaltet sich die Erosion. Diese Vorgänge werden dadurch noch verwickelter, daß sich wegen der Abböschung des Küstenlandes bei Senkungen die Mündung landwärts, bei Hebungen dagegen seewärts verschiebt, so daß sich im ersteren Falle die Flußlänge mindert, während sie im letzteren wächst. Flüsse mit reichlicher Sedimentführung, welche durch Aufschüttung ihren Lauf rasch in das Meer hinausbauen, können allerdings der Laufverkürzung bei Senkungen wirksam steuern, falls sie ihren Unterlauf ebenso rasch zu erhöhen vermögen, als die positive Bewegung vorschreitet. Andrerseits können bei Hebungserscheinungen sedimentarme Flüsse überhaupt an der Entwickelung eines Unterlaufes gehindert werden.

Küstenländer, welche in Hebung begriffen sind, zeigen stark erodierende Flüsse mit verkümmertem Unterlaufe; und Joseph

[1]) Morlot, Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte der nordöstlichen Alpen. Wien 1847. S. 69. — Lory, Bull. Soc. géolog. (3). V. 1877. p. 468. — F. Löwl, Ueber Thalbildung. Prag 1884. S. 87. — V. Hilber, Erosionsbasis und Meeresverschiebungen. Zeitschrift f. wissensch. Geogr. VI. 1888. S. 201.

Le Conte[1]) vermochte aus dem Zustande der kalifornischen Flüsse auf eine in jüngster Zeit stattgefundene große Hebung zu schließen. In sinkenden Küstenländern findet nahe am Gestade oft beträchtliche Akkumulation statt, oder die Flüsse entwickeln seitliche Erosion.

k) Stromschnellen und Wasserfälle.

Ist die Thätigkeit des Wassers dahin gerichtet, das Gefälle der Ströme allmählich auszugleichen, so schaffen Massen- und Krustenbewegungen immer neue Gefällsstufen, welche sich notwendigerweise, da die Wasserbewegung vom Gefälle ahhängig ist, durch eine gesteigerte Stromgeschwindigkeit verraten. Sie verursachen nicht selten mitten in der Stillwasserentwickelung das Auftreten von Wildwasser, und der sonst ruhige Strom schießt über Hindernisse, die er umfließen würde, hinweg. Derartige Stellen nennt man Stromschnellen, Laufen oder Katarakte, während man von Wasserfällen oder Kaskaden dort spricht, wo das Wasser in freiem Falle eine gewisse Höhe durchmißt. Zahlreiche und allmähliche Uebergänge verbinden diese beiden Typen, von welchen der erstere die Schiffahrt erschwert, der letztere sie dagegen hemmt.

Stromschnellen und Wasserfälle können nach den vorangegangenen Darlegungen ursprüngliche oder nachträgliche Erscheinungen der Ströme sein. Ein Strom, welcher erst seit kurzem vorhanden ist und noch die mannigfachsten Stufen wegzuräumen hat, besitzt zahlreiche Schnellen und Fälle, die in den verschiedensten Abschnitten seines Laufes auftreten können, wie z. B. die Flüsse der seit der Eiszeit eisfrei gewordenen Gebiete (Trolhätta, Handeckfall, Hönefoß) oder die Flüsse von Steppen und Wüsten (Nilkatarakte). Aeltere Flüsse, welche bereits seit längerem an der Herstellung eines Normalgefälles arbeiten, besitzen Stromschnellen und Wasserfälle nur im Oberlaufe, wo sich dieselben an Bänke besonders widerstandsfähiger Gesteine knüpfen, wie die

[1]) A Post-Tertiary Elevation of the Sierra Nevada shown by River-beds. Am. Journ. (3). XXXII. 1886. p. 167.

Erosionsstufenfälle (Rheinfall bei Schaffhausen, Laufen des Rheines bei Lauffenburg, Greiner Strudel der Donau, Traunfall) oder an Bergstürze und Schuttkegel (Etschthal, Schnellen am Wehr im Pfitschthale). In manchen Fällen entstehen Stromschnellen auch dadurch, daß ein Fluß seine Windungen abkürzt und daher streckenweise ein besonderes Gefälle erlangt (Laufen des Neckar bei Lauffen).

Zahlreiche Stromschnellen und Wasserfälle sind in den Strömen erst nachträglich durch Krustenbewegungen oder vulkanische Thätigkeit gebildet worden. Dieselben gleichen in ihrer Erscheinung durchaus den ursprünglichen Fällen, knüpfen sich wie diese und die einfachen Erosionsfälle an besonders widerstandsfähige Gesteine und kommen in den verschiedensten Abschnitten des Stromlaufes vor. Ihre wahre Natur kann erst durch eingehende Untersuchungen der Ströme festgestellt werden. Sie finden sich meist in Durchbrüchen. Hierher gehören die Schnellen der Donau im Banater Durchbruche und des Eisernen Thores sowie die Schnellen des Rheines im rheinischen Schiefergebirge.

Bei Betrachtung der Entstehung von Thalstufen wird sich Gelegenheit bieten, nochmals auf die Wasserfälle zurückzukommen. Zusammenstellungen von Wasserfällen gaben Muncke[1]) und Gibson[2]); mit ihrer Entstehung befaßte sich W. M. Davis[3]); die Bewegung des Wassers in ihnen schilderte Picard[4]).

1) Verlegungen des Flußbettes und Bifurkationen.

Die Lage der Flußbetten ist nur dort in der Horizontalen eine feste, wo die Stromarbeit vor allem in Tiefenerosion besteht, während dort, wo jene vornehmlich als Seitenerosion auftritt, die Flüsse ihre Betten allmäh-

---

[1]) Handbuch der Naturlehre. II. 1830. S. 299.

[2]) John Gibson, Great Waterfalls, Cataracts and Geysers. London 1887. — Vergl. auch Die bedeutendsten Wasserfälle und Stromschnellen in den Vereinigten Staaten und in Canada. Z. f. a. E. V. 1855. S. 249.

[3]) Gorges and Waterfalls. Am. Journ. (3). XXVIII. 1884. p. 123.

[4]) L'eau dans le paysage. II. Cours et chutes d'eau. Arch. des Sc. phys. et nat. Genève. (3). XXIV. 1890. p. 561.

lich nach der einen oder anderen Seite hin verschieben. Ganz labil endlich ist die Lage der akkumulierenden Ströme; denn indem diese ihr Bett ständig erhöhen, steigen sie allmählich über das umgebende Land an, so daß sie sich, neue Bahnen einschlagend, über letzteres zu ergießen vermögen, ihre Betten verlegend.

Die an Akkumulationsgebiete geknüpften Stromverlegungen treten in der Regel bei Hochwasser ein, welches die Uferdämme zerreißt, und ereignen sich katastrophenartig. Dies bezeugen namentlich die Stromverlegungen des Hoangho, welcher bald nördlich, bald südlich der Halbinsel Shantung sich ins Meer ergießt [1]). Gelegentlich sind aber diese Verlegungen nur partiell, indem nur ein Arm eines verwilderten Stromes einen neuen Weg einschlägt, und es entsteht eine Stromgabelung. Dieselbe vermag sich gewöhnlich nur kurze Zeit zu erhalten, da bald der eine, bald der andre Zweig des Stromes der stärkere wird und den andern außer Gebrauch setzt. Entsprechend ihrem ephemeren Dasein sind die Gabelungen der Ströme ziemlich seltene und wenig stabile Erscheinungen. In hydrographischer Beziehung lassen sich vier Fälle unterscheiden:

1. Die bei der Gabelung abgezweigten Stromarme kehren zum Hauptstrome zurück; solche Arme des Amazonas heißen Paranamirins [2]) (Abzweigung des Bahr-el-Seraf vom Bahr-el-Gebel, Gabelung der Donau an der Insel Schütt, viele Bayous des Mississippi).

2. Die an der Gabelstelle abgezweigten Arme des Hauptflusses erreichen einen Nebenfluß oberhalb dessen Mündung. Das sind die Furos am Amazonas. Oder es richten sich die abgegabelten Aeste der Nebenströme direkt zum Hauptflusse (Gabelungen des Berettyo, Cororichité zwischen Cassiquiare und Rio Negro, Vuka zwischen Save und Donau).

---

[1]) Raph. Pumpelly, Geological Researches in China etc. Smiths. Contrib. XIV. 202. 1866. Chap. V. p. 46.

[2]) Orville A. Derby, Physical Geography and Geology of Brazil. Rio News 1884. Deutsch in den Mitteil. der geograph. Gesellsch. Jena. V. 1887. S. 1.

3. Die durch Gabelung entstandenen Flußarme erreichen getrennt das Meer. Das ist der gewöhnliche Fall an den Mündungen großer Delta bildender Ströme (Rheingabelungen, Weichsel-, Rhone- und Donaugabelung, Nilgabelung u. s. w.).

Während in allen drei Fällen die getrennten Wasser ein und demselben Stromgebiete angehören, können

4. die bei der Gabelung entstandenen Stromäste sich auch verschiedenen Stromgebieten zuwenden. Das berühmteste Beispiel dieser Art ist die von A. v. Humboldt[1]) festgestellte Gabelung des Orinoco, welcher einen Arm, den Cassiquiare, durch den Rio Negro zum Amazonas sendet. Auf diesen Typus wird in der Regel das Wort Bifurkation beschränkt.

Diese hydrographisch zu trennenden Stromgabelungen kommen samt und sonders in Akkumulationsgebieten von Strömen vor, und zwar finden sie sich meist im Unterlaufe, wo die drei ersten Typen in der Regel vereint ein wahres Stromgewirre bedingen, wie z. B. in den Sundarbans zwischen Ganges und Brahmaputra. Gabelungen vom Typus 1 und 2 finden sich in allen vom Unterlaufe durch Riegel getrennten Akkumulationsstrecken; hie und da kommt es auch hier zur Entwickelung echter Bifurkationen. Sehr häufig endlich sind Gabelungen der Gewässer auf Schuttkegeln, und da sich letztere meist im Quellgebiete der Flüsse befinden, so sind hier Bifurkationen eine keineswegs seltene Erscheinung; sie besteht allerdings gewöhnlich nur in einer ganz geringfügigen Wasserverbindung, ist praktisch bedeutungslos und wird daher wenig beachtet.

Solche Wasserverbindungen zeitweiliger oder dauernder Art zwischen verschiedenen Strömen findet man vielfach dort, wo die Wasserscheiden zwischen denselben unbestimmt sind, also im Bereiche von Thalwasserscheiden, sowie dort, wo sich Moore zwischen zwei Flußgebieten erstrecken. So stellt ein Graben bei Pergine die Wasserverbindung zwischen Brenta und Fersina dar. Die

[1]) Note sur la communication qui existe entre l'Orénoque et la rivière des Amazones. Journ. de l'école polytecnique. IV. 1810. p. 65.

nordwestdeutschen Moore werden gleichzeitig zur Hunte und Ems, zur Ems und Vechte entwässert; der Lesjö, ein Paßsee in Norwegen, speist Rauma und Logen zugleich, und der Des Plaines, ein Zufluß des Illinois, fließt bei Hochwasser direkt durch einen Sumpf nach Chicago über [1]).

Es ist denkbar, daß Bifurkationen auch im Bereiche der erodierenden Flußthätigkeit auftreten, und zwar dort, wo durch Untergrabung der Wasserscheiden ein Fluß sein Gebiet bis in das des anderen ausdehnt, diesen „anzapfend". Nach Haase [2]) ist dies die Hauptursache der Bifurkationen, jedoch sind Beispiele für diese Entstehungsart nicht beigebracht worden. Von Stromgabelungen kann man in gewissem Sinne auch dort sprechen, wo ein über durchlässiges Gestein strömender Fluß unterirdisch Wasser an einen anderen abgibt. Unweit Immendingen hat die Donau eine solche versteckte Gabelung, indem sie ihr Wasser teilweise zur Aach, einem Zuflusse des Bodensees, sendet [3]).

Der Zusammenhang verschiedener Ströme untereinander wurde von alters her gemutmaßt und beherrschte die Anschauungen, bis Buache [4]) die Unhaltbarkeit der angenommenen Verbindungen nachwies und zeigte, daß die Portagen, nämlich Stellen, wo man die Boote von einem Flußgebiete ins andere bringt, keine Wasserverbindungen darstellen. Erst durch den Nachweis der Gabelung des Orinoco durch A. v. Humboldt [5]) hat man sich wieder mit dem Vorhandensein von Bifurkationen vertraut gemacht, deren später mehrere entdeckt wurden.

m) Verschiebungen der Flußbetten durch Mäander.

Von der Fähigkeit der Flüsse, ihr Bett zu verlegen und einen neuen Lauf einzuschlagen, muß die allmähliche Verschiebung der Flußbetten genau unterschieden werden. Dieselbe setzt immer voraus, daß sich

---

[1]) Aus einem Schreiben des Herrn J. G. Kohl an Herrn C. Ritter. Z. f. E. VI. 1856. p. 53.

[2]) Ueber Bifurkationen und ihre Beziehungen zur Oberflächengestaltung ihrer Gebiete. P. M. 1889. S. 192.

[3]) A. Knop, Ueber die hydrographischen Beziehungen zwischen der Donau und der Aachquelle im badischen Oberlande. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1878. S. 350.

[4]) Mémoire sur les différentes idées qu'on a eues de la traversée de la mer glaciale, et sur les communications ou jonctions qu'on a supposées entre diverses rivières. Mém. Acad. Paris. 1754. p. 1.

[5]) Note sur la communication qui existe entre l'Orénoque et la rivière des Amazones. Journ. de l'école polytecnique. IV. 1810. p. 65.

ein Fluß noch an irgend welcher Stelle mit Geschieben zu beladen, also noch zu erodieren vermag. Ihre Größe wird bei losen Ufergesteinen bestimmt durch die Geschiebemenge, welche der Fluß verfrachten kann, bei festen Gesteinen durch den Grad von deren Kohäsion. Hohe Ufer werden daher weit langsamer zerstört werden, als niedrige, weil sie unter sonst gleichen Umständen eine weit größere Geschiebemasse liefern, ebenso werden Ufer aus festen Felsen weit langsamer untergraben, als solche aus lockerem Gesteine.

Flüsse, welche ihr Bett in beliebiger Richtung zu verschieben mögen, werden dasselbe bei lockerer Uferbeschaffenheit nach dem niedrigen Ufer, bei festen Ufergesteinen nach dem minder widerstandsfähigen hin verlegen. Das Maximum der Verschiebbarkeit der Ströme liegt dort, wo sie niedrige Ufer, aus losem Materiale aufgebaut, besitzen, also im Bereiche ihrer Aufschüttungen.

Eine Verschiebung des Stromlaufes wird überall dort erstrebt, wo die Geschwindigkeiten im Strome nicht symmetrisch angeordnet sind und auf der einen Seite stärkere Geschwindigkeiten an den Bettwandungen angetroffen werden, als auf der anderen. Dies ist dort der Fall, wo der Stromstrich zwischen beiden Ufern hin und her pendelt. An den Prallstellen findet Erosion, an den gegenüberliegenden Orten Akkumulation statt, so daß der Fluß nach der Seite der Prallstellen hin sich verschiebt. Er beginnt zu schlängeln, jede Prallstelle verwandelt sich in ein Hohlufer, nämlich eine Konkavität, welcher einer Konvexität am gegenüberliegenden gewölbten Ufer entspricht. Der Fluß serpentinisiert oder beschreibt Mäander, welche sich unter günstigen Verhältnissen besonders stark entwickeln können, so daß der Flußlauf aus einer Reihe aneinandergefügter Halbkreis- bis Dreiviertelkreisbogen besteht, welche sich abwechselnd nach rechts und links wenden und durch seichte Stellen, die Schwellen, voneinander getrennt werden. Zuweilen nähern sich zwei gleichgerichtete Bogen dermaßen, daß sich eine direkte Verbindung beider herstellt und der zwischen ihnen gelegene entgegengesetzte Bogen vom

Flusse verlassen wird. Er wird in ein sichelförmig gekrümmtes Altwasser umgestaltet, während in der Flußstrecke, welche die Kurve abschneidet, größeres Gefälle als sonst, gelegentlich sogar mit Wildwasserbildung herrscht.

Die Ursache der Mäanderbildung führt sich hiernach auf die Schlängelung des Stromstriches zurück, bei welcher sich eine Zentrifugalkraft entwickelt, derzufolge das Wasser an der Außenseite der Windung höher steht, als an der Innenseite [1]), und der Geschiebetransport schräg zur Stromachse erfolgt. Die Schlängelung des Stromstriches aber wird dadurch eingeleitet, daß die Wassermassen eines Stromes durch seitliche Zuflüsse an das eine Ufer gestoßen werden, und von diesem abprallend, sich zum andern wenden, oder auch dadurch, daß bei Biegungen des Flusses dessen Wasser, welche sich geradlinig fortbewegen möchten, an das eine Ufer desselben anprallen; kurz es ist die Trägheit des Wassers, welche die Mäanderbildung einleitet. Begrenzt wird die Ausdehnung der Mäander dadurch, daß dieselben die Flußlänge vergrößern, und damit das Gefälle so lange mindern, bis das normale hergestellt ist. Es können daher die Mäander nur eine bestimmte Länge erhalten, und indem sie sich unter gewöhnlichen Umständen gleich weit nach rechts und links von der ursprünglichen Flußachse entfernen, wird die Breite des Streifens begrenzt, innerhalb dessen sich der Fluß schlängelt.

Die größte Tiefe gewundener Flüsse liegt nicht am Orte ihrer stärksten Krümmung, sondern etwas unterhalb derselben [2]), und es verschieben sich daher die Mäander nicht bloß seitwärts, sondern zugleich auch abwärts, dermaßen, daß im Laufe der Zeit der ganze Streifen Landes,

---

[1]) James Thomson, On the Origin of Windings of Rivers in Alluvial Plains. Proc. R. Soc. London. XXV. 1876/77. p. 5. Nature. XIV. 1876. p. 122. — Experimental Demonstration in respect to the Origin of Windings of Rivers in Alluvial Plains. Proc. R. Soc. London. XXVI. 1877/78.

[2]) Fargue, Sur la corrélation entre la configuration du lit et la profondeur d'eau dans les rivières à fond mobile. Annales Ponts et Chauss. (4). 1868. p. 34. Deutsch von Honsell. Allgemeine Bauzeitung. XXXVI. 1871. S. 217.

in welchem das Serpentinisieren erfolgt, nach und nach vom Flusse durchmessen und umgestaltet wird. Derselbe hebt sich als Flußaue oder Thalsohle gegenüber seiner Umgebung vielfach scharf ab, und zwar nicht selten längs konkaver Bogen ehemaliger Prallstellen, welche in Niederösterreich den Namen Wagram führen. Diese Art der Begrenzung der Flußauen ist namentlich deutlich am Rheine unfern Karlsruhe entwickelt. Bei Hochwasser findet in den Flußauen nicht selten eine Ablagerung von Sinkstoffen statt, während das Bett ausgefegt wird.

Ist auch die Mäanderbildung am leichtesten in Alluvialgebieten möglich, so ist sie doch keineswegs auf solche beschränkt. Sie findet vielmehr überall dort statt, wo ein erosionsfähiger Fluß nicht in die Tiefe arbeiten kann, also vornehmlich im Mittellaufe. Hier ist der eigentliche Schauplatz der Thalverbreiterung, und sich durch ihre eigenen Anschwemmungen schlängelnd, prallen die Flüsse hie und da an die Begrenzung ihrer Auen an. Dieselbe untergrabend, schaffen sie hier zeitweilig Gesteinsentblößungen, welche Leithen genannt werden. Da diese in leicht zerstörbares Gestein viel leichter eingeschnitten werden können, so vermitteln namentlich sie das Verschieben der Flüsse nach den leicht zerstörbaren Gesteinen hin.

Die Seitenerosion beim Schlängeln der Flüsse ist seit Athanasius Kircher[1]) oft gewürdigt worden. Sie vermag sehr ausgedehnte Wirkungen zu entfalten. Nach Partiot[2]) betrugen die Uferzerstörungen an der Loire:

1856	(feuchtes Jahr)	9129836 cbm	(ohne Cher u. kleinere Zuflüsse)
1857	(mittleres „)	3232122 „	(mit „ „ „ „)
1858 / 1859	(trockene Jahre) zusammen	2499735 „	

Man sieht hier wiederum, wie in nassen Jahren, welche der Abspülung besonders günstig sind, auch die Uferzerstörung eine viel beträchtlichere, 7—8 mal größere ist, als in trockenen. Par-

---

[1]) Mundus subterraneus. 1678. Liber II. Cap. XII. § 4.

[2]) Sur les sables de la Loire. Annales des Ponts et des Chaussées. (5). I. 1871. Mém. p. 233.

tiot ist geneigt, auf diesen Prozess die reichliche Sandführung der Loire zurückzuführen. In der That liefern, wie schon oben erwähnt, die lehmigen Ufer des Unterlaufes mancher Flüsse einen guten Teil von deren Schlammgehalt. Die ausgezeichneten Schilderungen, welche schon 1781 Renell[1]) von den Windungen des Ganges entwarf, lassen dies für letzteren Strom deutlich erkennen. Partiot setzte die Korrosion der Ufer an den Prallstellen der Mäander proportional der sich in denselben entwickelnden Zentrifugalkraft des Wassers. Ist R der Radius einer Flußkrümmung, M die Wasserführung derselben, v die Geschwindigkeit der letzteren, a eine Erfahrungskonstante und g die Beschleunigung der Schwere, so ergibt sich als Betrag der Korrosion

$$P = a \frac{Mv^2}{Rg}$$

Wird ein serpentinisierender Fluß veranlaßt, sein Bett zu vertiefen, so daß er hohe Ufer erhält, so verlieren die Mäander ihre leichte Beweglichkeit und werden festgelegt. Solche nur noch wenig verschiebbare Mäander nannten de la Noé und E. de Margerie[2]) eingesenkte Mäander (encaissés) im Gegensatze zu den beweglichen Mäandern (divagants). Indem während ihres Einschneidens die konkav gekrümmten Ufer stetig mehr angegriffen werden, als die konvexen, verrückt sich das Bett in der Richtung der ersteren und schneidet nicht genau senkrecht, sondern etwas schräge ein; dadurch erhalten die konvexen Ufer eine weit geringere Böschung, als die gegenüberliegenden.

Bei der Bildung der eingesenkten Mäander wirken Tiefen- und Seitenerosion gleichzeitig; dies wird überall dort geschehen, wo die Erosionskraft eines Flusses stärker ist, als sie in der Tiefenerosion zur Wirkung kommen kann. Sobald nun ein derartiger Fluß längs des Streichens verschieden widerstandsfähiger, sanft fallender Gesteine einschneidet, wird er sein Bett zugleich nach dem minder widerstandsfähigen hin verschieben, und wenn dieses das Hangende des resistenzfähigeren ist, wird er auf letzterem

---

[1]) An Account of the Ganges and Burrampooter Rivers. Phil. Trans. LXXI. 1781. p. 81.

[2]) Les formes du terrain. Paris 1888. p. 69.

gleichsam abgleiten. Gilbert[1]) und v. Richthofen[2]) legten großes Gewicht auf diese Erscheinung. Ersterer nannte dieselbe Monoklinalverschiebung (Monoclinal Shifting).

Die Monoklinalverschiebungen spielen bei der Entwickelung der Stromläufe eine nicht geringe Rolle, aber sie kommen nicht allenthalben zur Entwickelung. Zahlreiche Beispiele bekunden, daß Flüsse, welche während der Eiszeit ihre Betten zuschütteten, dieselben später nicht wieder fanden, und anstatt auf ihren ehemaligen festen Ufern abzugleiten, in dieselben ein neues Bett einschnitten.

Am Laufe der Enns z. B., dicht unterhalb Großreifling unweit der steierisch-oberösterreichischen Grenze, tritt der bis dahin zwischen den hohen Ufern seiner alten Anschwemmungen dahineilende Fluß in eine Felsengasse, welche sein Bett auf die Hälfte seiner gewöhnlichen Breite beschränkt, und die er geradlinig durchmißt. Es ist ein verschütteter Thalsporn, den er durchquert; rechts davon wird sein altes Bett durch die Richtung der Straße hervorgehoben, er hat dasselbe nicht gefunden, obwohl ihn die Abböschung des Spornes darauf wies.

In diesem Beispiele, zu welchem noch die der Bildung der aufgelegten Thäler gefügt werden könnten, ist die Entfaltung der Tiefenerosion sichtlich größer gewesen, als die der Seitenerosion; es dürften überhaupt die Monoklinalverschiebungen der Ströme bei ihrem Einschneiden gleich jedem Seitwärtsrücken während der Bettvertiefung nur dort sich ereignen, wo Tiefenerosion zwar möglich ist, aber nicht ganz zur Entfaltung kommen kann.

Langsame Vertiefung ist das Erfordernis zum gleichzeitigen Verschieben der Flußbetten. Sobald erstere rasch geschieht und auch letzteres erfolgt, so wird eine ungeheure Trümmermasse dem Flusse zugeführt werden, die er nicht zu bewältigen vermag.

Bedeutenden Einfluß auf die Verschiebung der Flußläufe nimmt auch die Geschiebeführung[3]). Treffen sich zwei Ströme, so pflegen sie das Geschiebe zwischen sich zu einer Bank anzuhäufen, durch deren Wachstum beide Ströme zur Seite gedrängt werden, so daß sie sich aus diesem Grunde meist unter spitzem Winkel vereinigen; durch seine Geschiebeführung kann ein Stammfluß die

---

[1]) Report on the Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. p. 135.

[2]) Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 166.

[3]) Stefanović v. Vilovo, Das seitliche Rücken der Flüsse. Ausland 1876. S. 455.

Mündung der Gehängeflüsse dermaßen verbauen, daß dieselben lange Strecken neben ihm fließen, bevor sie in ihn münden. Er verschleppt seine Seitenflüsse, wie dies der Rhein sehr deutlich in der oberrheinischen Tiefebene zeigt. Umgekehrt können geschiebereiche Nebenflüsse den Hauptfluß zur Seite drängen. Dies besorgen im Hochgebirge meist die untergeordneten Gewässer, die Wildbäche, welche durch ihre Schuttkegel den Fluß an das gegenüberliegende Thalgehänge schieben. Der Inn im Oberinnthal und die Etsch im Vintschgau sind derartige verschobene Hauptflüsse, deren Lauf in ihrer Aue lediglich durch die von rechts und links kommenden Nebenflüsse bestimmt wird; sie serpentinisieren ausschließlich unter dem Einfluß dieser Nebenflüsse, zwischen deren Schuttkegeln gezwungene Mäander beschreibend. Sehr geschiebereiche Flüsse endlich verschleppen einander gegenseitig. Die einzelnen Abdachungsflüsse gelangen dann nicht in die naturgemäße Stammader, sondern werden an derselben abgelenkt, bis sie dieser völlig parallel werden. Statt des Bildes von einem Stamme mit seinen Aesten bietet dann das Flußsystem das eines Strauches, dessen einzelne Ruten nebeneinander aufschießen, um sich hierauf zu zerteilen. Die Po- und Gangesebene zeigen derartige Flußbüschel.

n) Verschiebungen der Flüsse infolge der Erdrotation.

In allen den bisher erörterten Fällen geschahen die Verschiebungen der Flußläufe infolge der Thätigkeit der Flüsse selbst durch deren Akkumulation und Erosion, und es erfolgen diese Verschiebungen nicht nach einer bestimmten Richtung hin, ausgenommen die Fälle, in welchen die Uferbeschaffenheit oder der Charakter der Zuflüsse es erheischen. Es gibt aber auch Ursachen, welche die Flüsse unabhängig von der Uferbeschaffenheit in bestimmten Richtungen verschieben. Wie alle Bewegungen auf der Oberfläche der rotierenden Erde, erfährt auch die des fließenden Wassers eine stetige Ablenkung aus der eingeschlagenen Richtung und zwar auf der nördlichen

Halbkugel nach rechts, auf der südlichen nach links, dermaßen, daß das Wasser, in beliebiger Richtung in der Horizontalen in Bewegung gesetzt, unter dem Einflusse der Erdrotation Kreisbahnen beschreiben würde, deren Mittelpunkt auf der Nordhemisphäre rechts, auf der südlichen Halbkugel links zur Bewegungsrichtung liegt. Die Beschleunigung, welche den bewegenden Körper seitwärts drängt, ist abhängig von dessen Geschwindigkeit (v), aber unabhängig von der eingeschlagenen Bewegungsrichtung; sie wird ferner bestimmt durch die Winkelgeschwindigkeit der Erde (ω) und den Sinus der geographischen Breite des Ortes (φ), an welchem sich der Körper befindet. Ihre Größe (p) wird bekanntlich ausgedrückt durch die Gleichung [1])

$$p = 2\,\omega\,v \sin\varphi = 0{,}0001458\,v \sin\varphi.$$

Nach den Untersuchungen von Finger [2]) gilt diese für die rotierende Kugel hergeleitete Formel angenähert auch für das Rotationsellipsoid, jedoch ist hier die Größe der Ablenkung auch von der Bewegungsrichtung abhängig, sie ist unter sonst gleichen Umständen am größten bei ostwärts und am kleinsten bei westwärts stattfindenden Bewegungen. Für Bewegungen auf schiefen Ebenen, auf welchen die Ströme fließen, gelten obige Formeln jedoch nicht; für alle Ebenen, welche der Erdachse parallel sind, ist die Drehung der Erde einflußlos auf die Bahn eines in ihnen sich bewegenden Körpers, sie ist es also nicht bloß für alle nordsüdlich streichenden Vertikalebenen, sondern auch für alle ostwestlich streichenden Ebenen, welche in polarer Richtung mit der Horizontalebene einen Winkel von der geographischen Breite des Ortes bilden [3]). Auf allen anderen schiefen Ebenen bewegen sich die Körper nicht in der Fallrichtung abwärts, sondern in einer Cyk-

---

[1]) Eine elementare Ableitung gab Zöppritz, Ueber den angeblichen Einfluß der Erdrotation auf die Gestaltung von Flußbetten. Verh. d. II. Deutsch. Geographentages. Halle 1882. S. 47.

[2]) Ueber den Einfluß der Erdrotation auf die parallel zur sphäroidalen Erdoberfläche vor sich gehenden Bewegungen, insbesondere auf die Strömungen der Flüsse und Winde. Sitzungsber. math.-naturw. Kl. d. k. Akadem. Wien. LXXVI. 2. Abt. 1877. S. 67.

[3]) Willy Timpe, Ueber die Bewegung eines schweren Punktes auf einer schiefen Ebene mit Berücksichtigung der Drehung der Erde. Inaug.-Dissert. Halle 1889.

loide mit einem Erzeugungskreise von so großem Durchmesser, daß man die Bahn im allgemeinen als schräg abwärts bezeichnen kann.

Da die Kraft, mit welcher sich bewegende Körper seitwärts gedrängt werden, von deren Geschwindigkeit abhängig ist, werden auf der Nordhemisphäre die rascher bewegten Wasserteilchen der Flußmitte stärker an das rechte Ufer gepreßt, als die langsamer bewegten, so daß auf der rechten Seite des Strombettes größere Geschwindigkeiten auftreten, als auf der linken, was eine größere Erosion derselben nach sich zieht. Ueberdies tritt eine Wasserzirkulation im Querschnitte des Stromes ein [1]. Außerdem wird der Flußspiegel schräg gestellt und erhält einen Anstieg nach rechts.

Um den Einfluß der Erdrotation auf die Thätigkeit der Ströme übersichtlich zu erkennen, empfiehlt es sich nach Ferrel, die obige Formel durch Einführung der Schwerebeschleunigung g umzugestalten [2]. Da die Fliehkraft am Aequator (F) gleich $\omega^2 r$ ist, so ist $\omega = \frac{F}{\omega r}$; ωr ist der von einem Aequatorpunkte in der Sekunde zurückgelegte Weg. Die Fliehkraft am Aequator ist ferner gleich $\frac{1}{289}$ der Schwere g, daher $\omega = \frac{g}{289 . \omega r} = \frac{g}{134 . 398}$, sohin

$$p = \frac{g . v . \sin \varphi}{67200}.$$

Der Spiegel eines Flusses stellt sich senkrecht zur Resultanten der auf ihn wirkenden Kräfte, also auch senkrecht zur Resultanten aus der Anziehung der Erde und der rechtwinklig dazu wirkenden ablenkenden Kraft. Die Richtung jener Resultanten bildet mit dem Lote einen Winkel β. Es ist

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{p}{g} = \frac{v \sin \varphi}{67200}.$$

[1] Baines, A. C., On the Sufficiency of terrestrial Rotation for the Deflection of Streams. Am. Journ. (3). XXVIII. 1884. p. 434.

[2] The Motions of Fluids and Solids relative to the Earths Surface. Am. Journ. of Sc. (2). XXXI. 1861. p. 27.

Um den gleichen Winkel weicht auch der Flußspiegel von der Horizontalfläche ab, er erhält letzterer gegenüber ein Gefälle, er steigt auf der Nordhemisphäre nach rechts an[1]). Drückt man dieses Gefälle J_r wie gewöhnlich in ‰, ferner die Geschwindigkeiten in Metern aus, so erhält man

$$J_r = \frac{v \sin \varphi}{67,2} \text{‰}$$

und für die mittlere Breite von 45°

$$J_r = \frac{v}{95} \text{‰}.$$

Der Spiegel eines Flusses von 1 m Geschwindigkeit erhält also einen Anstieg nach rechts um fast 0,01‰; er steht bei einem 1000 m breiten Flusse am rechten Ufer um 1 cm höher als am linken und um 2 cm höher, wenn sich die Geschwindigkeit auf 2 m steigert. Dieses Gefälle quer zur Stromoberfläche verschwindet keineswegs überall gegenüber dem Längsgefälle des Gerinnes. Der Rhein hat z. B. in seinem Mittel- und Unterlaufe folgende Gefälle:

bei Mannheim .	0,1 ‰	oberhalb Köln .	0,23 ‰
oberhalb Koblenz	0,21	unterhalb Köln .	0,20
unterhalb Koblenz	0,28	in Holland . .	0,09

wird nun die mittlere Stromgeschwindigkeit zu 1,5 m angenommen, so erhellt, daß das durch die Erdrotation quer zur Längsachse des Flusses erzeugte Gefälle von 0,017‰ ($\varphi = 50°$) $\frac{1}{16}$ bis $\frac{1}{5}$ des in der Längsrichtung herrschenden Gefälles ausmacht. Hiernach ist die Kraft, welche den Rhein an sein rechtes Ufer treibt, $\frac{1}{16}$ bis $\frac{1}{5}$ der Kraft, die ihn abwärts fließen macht, und allgemein muß ausgesprochen werden, daß die Kraft, mit welcher

[1]) E. Dunker, Ueber den Einfluß der Rotation der Erde auf den Lauf der Flüsse. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. N. F. XI. 1875. S. 463 (472).

die Flüsse seitwärts gedrängt werden, um so größer gegenüber dem Anteile der Schwere ist, welcher das Fließen hervorruft, je geringer das Stromgefälle ist. Hiernach hat man die deutlichsten Aeußerungen des Seitwärtsdrängens der Ströme an Stellen geringen Stromgefälles zu erwarten, und zwar um so mehr, als die Größe der Ablenkung mit zunehmendem Gefälle sich mindert und in gewissen Fällen gleich Null werden kann.

Das Seitwärtsrücken der Ströme, welches sonach im Mittel- und Unterlaufe derselben am reinsten zur Entwickelung gelangt, verbindet sich hier mit dem Schlängeln des Stromes. Infolge der dabei sich entwickelnden Fliehkraft stellt sich der Flußspiegel schräge und steigt nach den Uferkonkaven hin an. Dieser Anstieg wird auf der Nordhemisphäre nach dem rechten Ufer hin verstärkt und nach dem linken Ufer gemindert durch die Neigung des Wasserspiegels infolge der Erddrehung.

Dies ist durch Beobachtungen von Fontès[1]) erwiesen worden, welcher die Querneigung des Spiegels der Baisse genau so fand, wie er nach der Rechnung sein sollte. Man kann mit Partiot die Kraft, welche die Uferkonkaven angreift, proportional der Fliehkraft setzen, welche ist gleich

$$\frac{v^2}{R}$$

wenn R den Radius der Konkavität und v die mittlere Wassergeschwindigkeit bedeutet. Diese Beschleunigung wird nun am rechten Ufer vermehrt, am linken vermindert um die Beschleunigung infolge der Erdrotation ($2 v \omega \sin \varphi$), weswegen die auf die rechts gelegenen Konkaven ausgeübte Kraft proportional

$$\frac{v^2}{R} + 2 v \omega \sin \varphi,$$

die auf die links gelegenen wirkende proportional

$$\frac{v^2}{R} - 2 v \omega \sin \varphi$$

gesetzt werden kann. Beide Ausdrücke durch einander dividiert

[1]) Rôle de la rotation de la Terre dans la déviation des cours d'eau à la surface du globe. C. R. 1885. CI. p. 1141.

ergeben nach G. K. Gilbert[1]) das Verhältnis der auf beide Ufer ausgeübten zerstörenden Kräfte zu

$$\frac{v + 2R\omega\sin\varphi}{v - 2R\omega\sin\varphi}$$

Hiernach berechnet er, daß die an den Prallstellen des rechten Ufers in den großen Serpentinen des unteren Mississippi wirkende Kraft um 9% größer sei, als die in den links befindlichen Prallstellen sich entfaltende.

Die rechten Prallstellen der Flüsse sind sohin auf der Nordhemisphäre stärkeren Korrosionen ausgesetzt als die linken, und kommen die Mäander eines Stromes zur freien Ausbildung, so werden die nach rechts gerichteten Bogen sich mehr entwickeln, als die nach links gerichteten[2]); wenn hingegen feste Ufer den Strom einengen, so werden sich seine rechten Prallstellen mehr vertiefen, als die linken. So sind die rechten Prallstellen des regulierten Rheines zwischen Straßburg und Maxau im Mittel 6,23 m, die linken nur 5,98 m tief, jene also um 4% tiefer[3]); bei Maxau selbst sind die ersteren 7,4 m, die letzteren 6,8 m tief; in der regulierten Donau bei Wien waren 1879 die rechten Prallstellen 6,1 m, die linken 5,8 m tief.

Denkt man sich eine vollkommen elastische Kugel in einem Gerinne mit vollkommen elastischen Wandungen laufend, so wird diese an die rechte Wandung gedrängt, prallt hier ab und läuft zur linken Wandung, wobei jedoch ihre seitliche Bewegung durch die Erddrehung verlangsamt wird, während dieselbe bei der Rückkehr zur rechten Wandung aus gleicher Ursache gesteigert wird. Dies wiederholt sich immer von neuem, und die Folge ist, daß die rechte Wandung durchschnittlich stärkere Stöße erfährt als die linke. Herrscht keine vollkommene Elastizität der Wandungen, so wird die rechte Seite des Gerinnes stärker abgenutzt als die linke.

Wenn auch in den linken Prallstellen nach links drängend, so rückt ein serpentinisierender Fluß mit seinen

---

1) The Sufficiency of terrestrial Rotation for the Deflection of Streams. Am. Journ. (3). XXVII. 1884. p. 427.

2) W. Schmidt, Zum Baerschen Stromgesetze. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XX. 1878. S. 399.

3) Entnommen aus der Situation des Rheinstromes vom 3. April 1873 von Grebenau.

rechten doch entschiedener nach rechts, und die Folge davon ist, daß er gleich jedem anderen Flusse sich nach rechts verschiebt, sofern nicht anderweitige, kräftigere Einwirkungen ihn nach der anderen Seite drängen. Letzteres kann erfolgen durch die Sedimentführung der Nebenflüsse, durch herrschende Winde, durch den orographischen und geologischen Bau des Ufers. Daher kommt das Rechtsdrängen der Flüsse auf der Nordhemisphäre ebensowenig ausschließlich zur Geltung, wie das Linksrücken auf der Südhemisphäre.

Nicht bloß bei der Ausgestaltung der Flüsse, sondern auch bei der ursprünglichen Anlage derselben übt die Drehung der Erde ihre Wirkung aus. Abdachungsflüsse schlagen von vornherein nicht den kürzesten Weg auf der Abdachung ein, sondern fließen auf der nördlichen Hemisphäre auf derselben rechts abwärts. Zieht man senkrecht zu den eingeschlagenen Flußrichtungen Profile, so ist deren rechte Seite stets höher als die linke, ebenso wie der Spiegel des Flusses am rechten Ufer höher steht als am linken.

Die Größe der Ablenkung erhellt aus folgender Betrachtung: Ein auf einer schiefen Ebene mit dem Fallwinkel α abrinnendes Gewässer erhält nach abwärts die Beschleunigung

$$g \sin \alpha.$$

Seitwärts wirkt die Beschleunigung

$$\frac{g v \sin \varphi}{67\,200}.$$

Die Resultante aus beiden Beschleunigungen bildet mit der Falllinie der Ebene den Winkel γ und es ist

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\frac{g v \sin \varphi}{67\,200}}{g \sin \alpha} = \frac{v \sin \varphi}{67\,200 \sin \alpha}.$$

Es handle sich z. B. um einen Fluß, welcher mit einer Geschwindigkeit von 1,5 m unter 50° N. auf einer schiefen Ebene von 0,09 ‰ Gefälle fließe, wie z. B. der Rhein in seinem Delta, dann wird die Richtung des Stromes um 11° von der Fallrichtung der schiefen Ebene abweichen; ein senkrecht zur Stromrichtung errichtetes Profil wird eine in Bezug auf den Strom nach links gerichtete Neigung (δ) haben, und es ist

$$\operatorname{tg} \delta = \sin \gamma \operatorname{tg} \alpha.$$

Infolge dieses Verhältnisses sollten die Flüsse von zwei entgegengesetzt fallenden Abdachungen nicht unter rechtem Winkel

sich mit der Stammader vereinigen, sondern die von der rechten Abdachung kommenden werden unter einem spitzen und die von der linken sich nahenden unter einem stumpfen Winkel münden, welche beiden Winkel bei gleicher Wassergeschwindigkeit sich zu 180° ergänzen und um so mehr von einem rechten abweichen, je größer die letztere wird. Eine solche Anordnung zeigen die Seitenflüsse der in den Dniester sich ergießenden Abflüsse des podolischen Plateaus in außerordentlicher Deutlichkeit, jedoch kombiniert sich dieselbe mit einer Asymmetrie der Thäler (siehe diese), welche auf andere Ursachen als auf die Erdrotation zurückzuführen ist. Die Annahme, daß die gesamte Anordnung der Flüsse hier wie auch im ungarischen Tieflande vom Winde bedingt ist, kann daher nicht von der Hand gewiesen werden.

Da das Seitwärtsrücken im Bereiche der Stromebenen leichter erfolgt als in Thalengen, so werden in den ersteren die Flüsse rascher nach rechts drängen als in den letzteren; es wird daher ein Strom seinen Weg von Enge zu Enge nicht geradlinig, sondern in einem Bogen zurücklegen, sein Bett wird zwischen den Engen guirlandenförmig aufgehängt verlaufen.

Ein prächtiges Beispiel hierfür bietet, wie E. Sueß[1]) zeigte, der Lauf der Donau, welche zwischen ihren Durchbrüchen stets in nach rechts gerichteten Bogen verläuft, der Linie des kürzesten Gefälles ausweichend, und zwar haben die Profile senkrecht zu diesen Bogen nicht selten links des Flusses geringere Höhen als der Flußspiegel selbst aufweist.

Auf die Verschiebbarkeit der Flüsse infolge der Erdrotation hat zuerst E. v. Baer in russischer Sprache hingewiesen, und man spricht vielfach daher von einem Baerschen Gesetze, wiewohl schon, bevor v. Baer[2]) obiges zunächst für meridional fliessende Flüsse in allgemein zugänglicher Form aussprach, Babinet[3]) diese Möglichkeit für alle Flüsse begründet hatte. Babinets Darlegungen riefen eine lebhafte Diskussion in der Pariser Akademie hervor und wurden von Bertrand, Delaunay und Combes[4]) bekämpft. Seitdem sind Beispiele von Flüssen, welche auf der

---

[1]) Ueber den Lauf der Donau. Oesterr. Revue. 1863. IV. S. 262.

[2]) Ueber ein allgemeines Gesetz in der Gestaltung der Flußbetten. Bull. de l'Académie des sciences de Pétersbourg. II. 1860. p. 1, 218, 353.

[3]) Influence du mouvement de rotation de la terre sur le cours des rivières. C. R. IL. 1859. p. 638.

[4]) C. R. IL. 1859. p. 658 u. 685 (Bertrand); p. 688 (Delaunay); p. 775 (Combes).

Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre nach links drängen, von v. Baer selbst, von Klun[1]) und von Benoni[2]) zusammengestellt worden. E. Sueß[3]) und Peters[4]) fanden das Gesetz an der Donau bestätigt, Poliakoff[5]) am Irtisch und Ob, Schweinfurth[6]) am Nil, v. Haast[7]) und Baines[8]) an neuseeländischen Flüssen, Keith Johnston[9]) am Parana und Paraguay. Zahlreiche Ausnahmen vom Gesetze stellte Eduard Dunker[10]) zusammen, worauf v. Baer antwortete[11]) und Dunker[12]) replizierte. Dunker lehrte im Serpentinisieren der Flüsse einen viel mächtigeren Faktor der Flußverschiebung kennen, als es die Erdrotation ist, und förderte, wie schon vor ihm Buff[13]), die quantitative Behandlung der Frage. Bedenken gegen die Anwendbarkeit des Gesetzes äußerten Lamarle[14]) und im wesentlichen

---

[1]) Einfluß der Rotation der Erde auf den Lauf und die Uferbildung der Flüsse. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. IV. 1862. S. 144. Vergl. auch Ausland 1864.

[2]) Ueber das Baersche Gesetz. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XX. 1878. S. 197.

[3]) Ueber den Lauf der Donau. Oesterr. Revue. 1863. IV. S. 262.

[4]) Die Donau und ihr Gebiet. Leipzig 1876. S. 350.

[5]) The Nature. XV. 1877. p. 207.

[6]) Der Nil und das Baersche Gesetz der Uferbildung. P. M. 1865. S. 207. — Wahrnehmungen auf einer Reise von Chartum nach dem Gazellenflusse. Z. f. E. V. 1870. S. 29.

[7]) Transact. New Zealand Inst. X. 1877. p. 41. P. M. 1879. S. 117.

[8]) On the influence of the earth's rotation on rivers. Transact. New Zealand Inst. X. 1877. p. 92.

[9]) Note on the Physical Geography of Paraguay. P. R. G. S. XX. 1876. p. 494.

[10]) Einfluß der Erdrotation auf den Lauf der Flüsse. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. N. F. XI. 1875. S. 463.

[11]) Nachtrag zu dem Aufsatze über das Gesetz in der Gestaltung der Flußbetten. Bull. Acad. St. Pétersbourg. XXI. 1876. p. 426.

[12]) Weiteres über den Einfluß der Rotation der Erde auf den Lauf der Flüsse. Zeitschr. f. Naturw. XV. 1882. S. 67. — Ueber Formeln zur Bestimmung der Einwirkung der Rotation der Erde auf die Flüsse. Ebenda S. 331. — Ueber die Wirkung der Flüsse auf die Gestalt und Beschaffenheit der Erdoberfläche. Mitt. Ver. f. Erdk. Halle. 1893. S. 207.

[13]) Einfluß der Umdrehung der Erde um ihre Achse auf irdische Bewegungen. Ann. d. Chem. u. Pharm. Suppl. IV. 1865. S. 207.

[14]) Note sur l'écoulement des eaux qui circulent à la surface de la terre. Bull. Acad. roy. de Bruxelles. (2). IX. 1860. p. 36.

Buff folgend Zöppritz[1]) sowie jüngst Br. Neumann[2]). B. Hoffmann[3]) hingegen hielt dasselbe für im allgemeinen zutreffend, und Alex. Wettstein[4]) legte in allerdings primitiver Weise dessen quantitative Bedeutung dar; Potinecke[5]) untersuchte seine Anwendbarkeit auf das Bodethal. Die Autoren, welche die Beweisgründe für das Gesetz erweiterten, sind oben schon genannt; eine reichhaltige Litteraturzusammenstellung begleitet die Untersuchung von Finger[6]), welcher auch eine populäre allgemeine Darstellung der in Frage kommenden Erscheinungen gab[7]).

o) Verschiebungen der Flüsse durch Winde.

Winde, welche über einen Wasserspiegel hinwegwehen, treiben die oberflächlichen Wasserteilchen mit sich fort. Dies erfolgt unzweifelhaft auch bei den Flüssen. Winde, welche in der Richtung der Ströme wehen, beschleunigen die Wasserbewegung, entgegengesetzt wehende verlangsamen sie, wie namentlich durch die Studien von Humphreys und Abbot über den Mississippi festgestellt worden ist. Regelmäßige Winde endlich, welche quer zur Längsachse des Flusses wehen, versetzen dessen Wasser in der Richtung, nach welcher sie wehen, und treiben es fortwährend nach einem bestimmten Ufer. Dadurch erhält der Flußspiegel eine Neigung senkrecht zur Längsachse, also ganz in entsprechender Weise, wie dies unter dem Einflusse der Erdrotation und beim Serpen-

---

[1]) Ueber den angeblichen Einfluß der Erdrotation auf die Gestaltung von Flußbetten. Verhandlgn. d. II. Deutsch. Geographentages. Halle 1882. S. 47.

[2]) Studien über den Bau der Strombetten und das Baersche Gesetz. Inaug.-Dissert. Königsberg 1893.

[3]) Das Baersche Gesetz. Dissert. Halle 1878. S. 28.

[4]) Geologie von Zürich und Umgebung. Zürich 1885. S. 79.

[5]) Zur Kritik des Baerschen Gesetzes und seine Anwendbarkeit auf den Flußlauf der Bode. Inaug.-Dissert. Halle 1891.

[6]) Ueber den Einfluß der Erdrotation auf die parallel zur sphäroidalen Erdoberfläche in beliebigen Bahnen vor sich gehenden Bewegungen, insbesondere auf die Strömungen der Flüsse und Winde. Sitzungsb. math.-naturw. Kl. d. k. Akademie Wien. LXXVI. 2. Abt. 1877. S. 67. LXXXI. 2. Abt. 1880.

[7]) Die relativen Bewegungen auf der Erdoberfläche. Schriften d. Vereins zur Verbreitung naturw. Kenntnisse. Wien. XXVIII. 1887/88. S. 173.

tinisieren geschieht. Zugleich entwickelt sich eine Wasserzirkulation im Querprofile: die Oberflächenteile werden nach dem einen Ufer getrieben, tauchen hier unter und quellen am andern wieder empor. Neben dieser Bewegung im Querprofile findet das Fließen statt, so daß jedes Wasserteilchen der Resultante zweier Beschleunigungen folgt. Das Ufer, nach welchem die Wasserpartikel der Oberfläche gedrängt werden, also das Leeufer des Stromes, ist stärkerer Korrosion unterworfen als das Luvufer; es verrückt sich allmählich in der Richtung, nach welcher der Wind weht, und ihm folgt der ganze Flußlauf. Findet dabei zugleich eine Vertiefung des Bettes statt, so erfolgt dieselbe nicht genau in der Vertikalen, sondern, wie stets beim Zusammenwirken einer seitlichen Verschiebung und Vertiefung, in der Resultante aus beiden, wobei asymmetrische Gehänge entstehen. Während aber infolge der Achsendrehung der Erde ein durch die Flußrichtung bestimmtes Seitwärtsrücken entsteht, ist das Seitwärtsrücken infolge des Windes in einer Gegend an bestimmte Himmelsrichtungen geknüpft und daher leicht kenntlich.

Den größten Effekt werden ständige Winde auf die Gewässer ausüben, welche ihnen einen möglichst großen Spiegel darbieten, also seicht sind. Ferner wird die seitliche Verrückung jener Wasserteilchen relativ am größten sein, welche mit geringer Geschwindigkeit sich abwärts bewegen. Während der Einfluß des Baerschen Gesetzes sich gerade bei rasch fließenden Gewässern am deutlichsten zeigt, werden langsam fließende seichte, also meist kleine Gewässer durch ständige Winde am leichtesten verschoben. Vorausgesetzt ist hierbei, daß die Gewässer nicht tief eingesenkt sind, denn sonst ist nicht bloß, wie oben dargethan, ihre seitliche Bewegung gehemmt, sondern sind sie auch den Einflüssen des Windes entrückt.

Den Einfluß des Windes auf die Verschiebung der Gewässer würdigte G. Bischof[1]), und gelegentlich einer Besprechung des

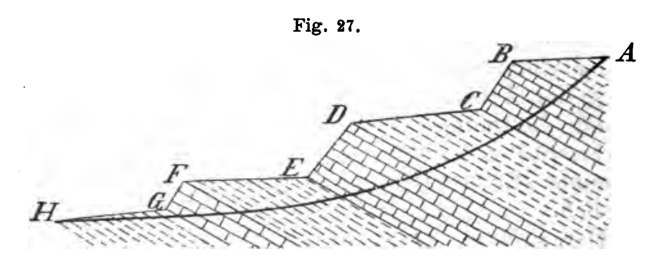
[1]) Lehrbuch der phys. und chem. Geologie. I. 1863. S. 322.

Baerschen Gesetzes machte Buff[1]) darauf aufmerksam, daß regelmäßige Winde jene seitliche Verschiebung der Flüsse bewirkt haben könnten, welche man gewöhnlich dem Einflusse der Erdrotation zuschreibe. Zöppritz[1]) hat sich dieser Anschauung angeschlossen, die von Stefanovič v. Vilovo[2]) namentlich für ungarische, von Köppen[3]) für sibirische Ströme angewendet wurde.

p) Verschiebungen der Wasserscheiden.

Dieselben Gesetze, welche die Thätigkeit des in bestimmten Gerinnen fließenden Wassers regeln, sind auch maßgebend für die Wirksamkeit des über die Gehänge herabrieselnden Spülwassers; es besteht zwischen beiden nur der eine Unterschied, daß die Spülwasser vermöge

Fig. 27.



Abspülungsabdachung und Flußgefälle.

ihrer geringeren Menge weit langsamer arbeiten als die Flüsse. Ein überspültes Gehänge hat daher andere Böschungsverhältnisse, als die am selben Gehänge herablaufenden Flüsse. Mehrfach gebrochen verläuft die durch Abspülung über verschieden widerstandsfähigen Gesteinen entstandene Böschung zwischen *A* und *H* über *BCDEFG* (Fig. 27); nach unten konvex, ziemlich stetig gekrümmt erstreckt sich die der normalen genäherte Flußgefällskurve zwischen *A* und *H*. Die zwischen beiden Linien gelegene Fläche *AHGFEDCBA* stellt eine Gesteinsoberfläche

[1]) Vergl. S. 359 u. 360.

[2]) Ueber das seitliche Rücken der Flüsse. Mitteil. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1881. S. 167.

[3]) Die vorherrschenden Winde und das Baersche Gesetz der Flußbetten. Met. Zeitschr. 1890. S. 34, 180.

dar, welche den Angriffen der Abspülung ausgesetzt ist, sobald das Flußgefälle *AH* hergestellt ist. Indem die Flüsse ihren Lauf in die Abdachung einschneiden, steigern sie die Angriffsfläche der Abspülung und ermöglichen, daß Partieen, welche bislang nicht abgespült werden konnten, nunmehr denudiert werden. Es werden weichere Gesteine, welche von härteren rings umwallt sind, aus diesen ausgeräumt, wenn ihre Umwallung nur an einer einzigen Stelle von einem Flußlaufe durchsägt wird, welcher als Abzugskanal für die zu entfernenden Massen dient. Die Abspülung vermag härtere Gesteine aus weicheren herauszupräparieren, wenn nur die Abspülwasser in Flußläufen Auswege finden; kombinierte Abspülung und Flußwirkungen können weite Becken mit schmalen Auslassen erzeugen. Nie aber können beide vereint abgeschlossene Wannen bilden. Die Abspülung reicht nur bis zum Spiegel der Flüsse, und letzterer dient ihr gewissermaßen als Basis, unter welche sie nicht mehr wirken, und bis zu welcher sie das Land abtragen kann. J. W. Powell[1]) und mit ihm amerikanische Geologen, namentlich Dutton[2]), nennen die dabei entstehende Fläche, welche sich allenthalben nach den Flüssen einer Gegend hin ungemein sanft abdacht, das Basisniveau der Erosion (base level of erosion), welcher Ausdruck in Anbetracht des Umstandes, daß Heim das ähnliche Wort Erosionsbasis in anderem Sinne gebraucht (vergl. S. 321), durch „Unteres Denudationsniveau“ [3]) ersetzt wurde.

Endet die Wirkung der Abspülung nach unten an den Flüssen, so erstreckt sie sich nach oben bis nahe an die Wasserscheiden heran. Dies bedingt, daß in einer reich benetzten Gegend die Landoberfläche als jene Fläche definiert werden kann, welche zwischen den Flußläufen und Wasserscheiden gesetzmäßig auf und ab wogt und

---

[1]) Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. Washington 1875. p. 203.

[2]) Tertiary History of the Grand Cañon. p. 76.

[3]) Penck, Ueber Denudation der Erdoberfläche. Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn. Wien. XXVII. 1886/87. S. 10.

entstanden ist durch Erzeugende, die zwischen Wasserscheiden und Flüssen derart verlaufen, daß sie sich an beide asymptotisch anschließen [1]).

Wie in den Flüssen die Erosion von unten nach oben hin vorschreitet, so rückt die Denudation der Gehänge von den Thälern aus gegen die Wasserscheiden hin vor, und greift schließlich die letzteren an, so daß Ortsveränderungen derselben in der Vertikalen und Horizontalen stattfinden. Durch die Abspülung an sich kann allerdings keine Wasserscheide angegriffen werden, da auf letzterer streng genommen kein Wasser in Wirksamkeit tritt, also die von der Abspülung bewirkte Arbeit gleich Null ist. Aber indem durch die Abspülung die steileren Böschungen immer nach den Wasserscheiden hin verschoben werden, entstehen längs der letzteren endlich übersteile Abfälle, welche sich auf die Dauer nicht erhalten können. Es verschiebt sich der Ort der Wasserscheide durch Abbrucherscheinungen, und zwar bloß in der Vertikalen, wenn dieselben beiderseits der Scheide mit gleicher Intensität auftreten; geschehen aber die Abbrucherscheinungen nur einseitig oder beiderseitig mit ungleicher Intensität, so entsteht auch eine Horizontalverschiebung und zwar nach der Seite hin, auf welcher die Wasserscheide nicht oder weniger angegriffen wird.

Indem die Flanken der Flußgebiete so weit abgespült werden, bis an den Wasserscheiden Einsturzerscheinungen auftreten, wird eine gegenseitige Beziehung zwischen den Flüssen und Wasserscheiden hergestellt; es können nämlich letztere sich über erstere nur um bestimmte Beträge erheben, welche durch den Abstand der Flüsse voneinander bestimmt werden, und zwar wird der letztere im allgemeinen mindestens 3½mal größer sein als die Höhe der Wasserscheide über den Flüssen.

Es erhellt dies aus folgendem: Zwei parallel fließende Ströme schneiden gleich rasch in eine Abdachung ein, und ihre über sie

---

[1]) Vergl. Boussinesq, Théorie des eaux courantes. p. 163. — De Saint-Venant, Sur les surfaces à plus grande pente constante etc. Bull. Soc. phil. 1852.

aufwachsenden Ufer erhalten infolge von Einsturzerscheinungen Böschungen von 30°, welche so lange gegeneinander vorrücken, bis sie sich schneiden. Dies tritt ein, wenn die Tiefe des Einschnittes der Flüsse gleich der Höhe (t) eines gleichschenkeligen Dreieckes mit Basiswinkeln von 30° und dem Abstande (d) der Flüsse als Basis geworden ist. Dann ist

$$t = \frac{d}{2} \operatorname{tg} 30^0 = \frac{d}{3{,}5}.$$

Nun aber werden Gehänge, welche der Abspülung unterworfen sind, im allgemeinen weit unter ihren maximalen Böschungswinkel abgetragen, obiger Ausdruck ist daher ein Maximalwert für die Höhe der Wasserscheiden. (Vergl. S. 370.)

Hiernach ist für jede Gegend die Höhe der Wasserscheiden über den Flüssen bestimmt durch den Abstand der einschneidenden Flüsse und durch den mittleren Böschungswinkel, welchen die Gehänge unter der vereinigten Wirkung der Abspülung und des Abbruches annehmen. Beide Größen sind bedingt durch den Niederschlagsreichtum und die Bodenbeschaffenheit der Gegend. Je mehr es regnet und je undurchlässiger der Boden ist, desto dichter nebeneinander gelangen die Rinnsale zur Entwickelung; je mehr Regenwasser oberflächlich abfließt, desto namhafter entfaltet sich die Abspülung und desto kleiner ist der mittlere Böschungswinkel des Landes. Hiernach ist die Höhe der Wasserscheiden über dem Flußnetze einer jeden Gegend bestimmt durch deren Boden- und Klimaverhältnisse; sind letztere in einem Gebiete gleichmäßig entwickelt, so gilt dies auch von den Höhen der Wasserscheide. Dieselbe fällt in ein bestimmtes Niveau, welches oberes Denudationsniveau[1]) genannt wurde.

Die Dichte des Flußnetzes ist bislang noch nicht zum Gegenstande von Untersuchungen gemacht worden. Lediglich ist betont worden, daß dieselbe in regenreichen Gebieten größer ist als in regenarmen[2]). In den Zentralalpen begegnet man durchschnittlich

[1]) Penck, Ueber Denudation der Erdoberfläche. A. a. O. S. 10.

[2]) Dana, Geology U. S. Exploring Expedition. X. 1849. p. 379. — Wynne, The Geology of the Island of Bombay. Mem. Geolog. Survey India. V. 1866. p. 173. — Krümmel, Beiträge zur allgemeinen Orographie. Ausland 1882.

in Abständen von 5—6 km namhafteren Flüssen, welche das lokale untere Denudationsniveau festlegen. In diese Flüsse münden wieder in Abständen von 2 zu 3 km Nebenflüßchen, so daß auf je 4—9 qkm ein Flußlauf kommt. Diese Fläche nun ist wieder zerteilt von kleineren Gerinnen; ziemlich genau alle 250 m wird ein Bach angetroffen. Die genannten Abstände wiederholen sich in entsprechender Weise auch an anderen Gebirgen. Sei nun angenommen, daß die größeren Flüsse, die in Abständen von 6 km fließen, rasch einschneiden, so kann das dazwischengelegene Land, wenn man den Böschungswinkel von 30° als einen maximalen ansieht — in der That wird derselbe auf große Strecken nie erreicht —, nicht über 1,7 km über die angrenzenden Thalsohlen aufsteigen, wogegen, wenn der Abstand der Flußläufe 8 km betragen sollte, unter solchen Umständen die Firste 2,3 km hoch über die nachbarlichen Wasserläufe aufragen könnten.

Die Höhe des Flußnetzes einer Gegend ist seinerseits wieder durch die Kraft und Dauer der Flußthätigkeit bestimmt, sowie durch die Summe der Hindernisse, welche letztere gefunden hat. Nach den Darlegungen auf S. 333 nun können einschneidende Flüsse schließlich jedwelcher Hebung Schritt halten, so daß Hebungen das Flußnetz einer Gegend nicht über eine gewisse Höhe zu erheben vermögen. Da ferner die Wasserscheiden sich immer innerhalb eines bestimmten Vertikalabstandes über dem Flußnetze finden können, so wird bewirkt, daß die Dislokationen eines jeden Teiles der Landoberfläche nur Erhebungen von beschränkter absoluter und relativer Höhe bilden können, daß die Erhebungen nicht über ein bestimmtes Niveau hinauswachsen können. Dasselbe liegt für die verschiedenen Gegenden vermöge der ungleichen Verteilung der abtragenden und dislozierenden Kräfte in recht verschiedener Höhe, in trockenen Gebieten höher als in feuchten, in den stabilen Gebieten tiefer als in den labilen, weswegen eine außerordentliche Menge von verschiedenen Kombinationen denkbar ist. Erfahrungsgemäß beschränken sich aber die heftigsten Dislokationen auf kleine Gebiete, auf Gebirge, die in der Regel vermöge ihrer stattlichen Höhe von feuchten Luftströmungen erreicht werden können, so daß die beträchtlichsten Vertikalverschiebungen vereint mit sehr namhaften Abtragungsprozessen auftreten; solche

Stellen der Erdoberfläche deuten an, bis wie hoch das Land sich erheben kann, und gestatten rings um die Erde ein absolutes oberes Denudationsniveau zu legen, über welches keine Gipfel mehr hinaufwachsen können.

Das Flußnetz einer Gegend liegt nicht still, sondern erfährt fortschreitende Vertiefung, so lange bis kein Gesteinstransport im Wasser mehr möglich ist. Dieses Endziel wird erst bei ganz minimalem Gefälle erreicht, so daß die Flüsse bis nahe zum Meeresniveau einschneiden können. So weit kann ihnen die Abspülung folgen, und indem auch sie erst aufhört, wenn die abrinnenden Gewässer nichts mehr zu transportieren vermögen, endet ihre Thätigkeit erst mit einer fast völligen Einebnung des zwischen den Flüssen gelegenen Landes. Der Meeresspiegel bezeichnet daher das Niveau, bis zu welchem durch die fortgesetzte Wirkung der Flüsse, der Abspülung und des Einsturzes der Gehänge das Land abgetragen werden kann. Er bezeichnet das absolute untere Denudationsniveau.

Die gesamte, den Wasserwirkungen ausgesetzte Landoberfläche befindet sich also zwischen zwei Grenzniveaus, nämlich dem Meeresniveau, unter welches sie nicht abgetragen werden kann, und dem absoluten oberen Denudationsniveau, über welches sie sich nicht zu erheben vermag. Faktisch aber bewegen sich die Unebenheiten einer solchen Landoberfläche in weit engeren Grenzen, nämlich zwischen dem Niveau des Flußnetzes und dem der Wasserscheiden. Diese beiden lokalen Denudationsniveaus senken sich, solange ausschließlich das rinnende Wasser wirkt, sie steigen auf, wenn die Gegend in Hebung begriffen ist. Dabei können Sinken und Aufsteigen beider Niveaus rasch geschehen. Dem Aufsteigen setzt das absolute obere Denudationsniveau eine Grenze, dem Sinken der Meeresspiegel.

Die Art der gegenseitigen Bewegung der beiden örtlichen Denudationsniveaus ist bestimmend für die Erscheinungsweise einer Gegend. Es können Flußwirkung und Abspülung entweder vereint oder nur je einzeln auftreten. Es gibt große Gebiete, welche nur der Flußwirkung ausgesetzt sind; besteht dieselbe lediglich in

Erosion, so äußert sie sich im Einschneiden tiefer Rinnen, deren Wandungen wohl Gleiterscheinungen, nicht aber, meist infolge großer Niederschlagsarmut, der Abspülung ausgesetzt sind, und deswegen sehr steil bleiben.

Verknüpfen sich Flußwirkung und Abspülung, so sind zunächst zwei Fälle denkbar, nämlich daß die erstere in Aufschüttung oder Erosion besteht. Im Bereiche aufschüttender Flüsse mindert sich allmählich die Intensität der Abspülung, die Denudationsniveaus rücken aneinander. Dort hingegen, wo thalbildende Flüsse auftreten, kann die Erosion der Abspülung voraneilen; dann entstehen tiefe Rinnen, getrennt durch breite Anschwellungen, oder die Abspülung arbeitet rascher, dann wird das Land zwischen den einzelnen Flußläufen abgetragen, es senken sich die Wasserscheiden, nicht aber die Flüsse.

Die Denudationsniveaus sind den Niveauflächen der Erde nur annähernd parallel und zeigen im einzelnen mannigfache Abweichungen von denselben. Das obere Denudationsniveau einer Gegend steht in Abhängigkeit vom Gesteinscharakter, und wo letzterer sehr wechselvoll ist, zeigt es Wellungen. Die unteren Denudationsniveaus verlaufen überall zwischen den Wasserscheiden und Flußläufen geneigt und naturgemäß nahe den ersteren am steilsten; ein bis zu seinem unteren Denudationsniveau lediglich durch die Abspülung und den Absturz abgetragenes Land sollte Scheidelinien besitzen, die sich in ähnlicher Weise als schmale scharfe Firste erheben, wie die Flüsse sich als Rinnen darstellen, während das zwischen beiden gelegene Land nur eine minimale Abdachung zeigt [1]).

Sobald in einer Gegend die Flußbettvertiefung allenthalben gleich rasch erfolgt, werden die Wasserscheiden gleich rasch abgetragen und bewegen sich senkrecht abwärts, so daß also ihre Horizontalprojektion unverändert ihre Lage zwischen den Flüssen beibehält. Wenn aber ein Fluß sein Bett rascher vertieft, als sein Nachbar, so rückt die sich senkende Wasserscheide nach diesem hin, indem sie schräg abwärts wandert; sie verschiebt sich um so mehr nach der Seite, je größer der Unterschied in der Vertiefung beider Flüsse und je kleiner das arithmetische Mittel aus den Böschungen beiderseits der Wasserscheide ist.

In A und B (Fig. 28) liegen zwei Flüsse. Die Gehänge gegen A haben den mittleren Böschungswinkel α, jene gegen B den von β,

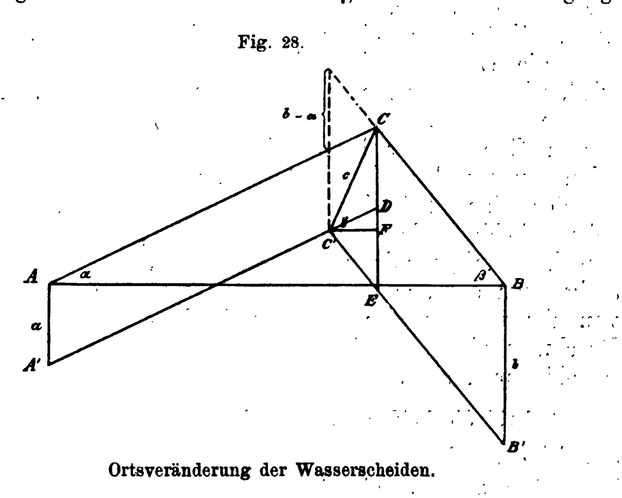
---

[1]) Vergl. Penck, Das Endziel der Erosion und Denudation. Verhdgn. d. VIII. Deutsch. Geographentages. Berlin 1889. S. 91.

die Wasserscheide C liegt daher an A näher als an B, wo der steilere Gehängewinkel herrscht.

Es vertiefen nun die Flüsse gleichzeitig ihr Bett, in A um a bis A', in B um b bis B'. Die Wasserscheide kommt nun nach C' zu liegen und hat die Strecke c zurückgelegt, welche mit der Horizontalen den Winkel γ bildet, dermaßen, daß die Vertikalbewegung CF der Wasserscheide $c \sin \gamma$, die Horizontalbewegung

Fig. 28.



Ortsveränderung der Wasserscheiden.

$C'F$ aber $c \cos \gamma$ beträgt. Aus Dreieck $C'ED$ ergibt sich, da $DE = b - a$

$$C'F = \frac{b - a}{\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \beta} \tag{I}$$

und

$$CF = \frac{a \operatorname{tg} \beta + b \operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \alpha + \operatorname{tg} \beta}. \tag{II}$$

Darnach ist

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{a \operatorname{tg} \beta + b \operatorname{tg} \alpha}{b - a}.$$

Der Unterschied in der Vertiefung benachbarter Ströme kann sich unter Umständen auf einige tausend Meter belaufen, und wird angenommen, daß durch langanhaltende Denudation die Böschung der Gehänge auf einige Promille gemindert werden kann, so ergibt sich die Möglichkeit, daß die Wasserscheiden um mehrere tausend

Kilometer in der Horizontalen verschoben werden können, wozu allerdings sehr bedeutende Zeiträume erforderlich sind. Bei dieser Verschiebung kann die Wasserscheide infolge der fortschreitenden Vertiefung des einen Flußgebietes bis in den anderen Fluß geschoben werden, da die Wanderung der Wasserscheide so lange erfolgt, als die Vertiefung des einen Flußgebietes stattfindet. Wenn aber die Wasserscheide bis zum Nachbarflusse verrückt wird, fließt dieser zum vertiefenden Flusse über, er wird von letzterem „angezapft“ und kann unter Umständen dessen Gebiet sehr beträchtlich vermehren. Alle diese Wanderungen der Wasserscheide finden nur so lange statt, als der eine Fluß sich rascher vertieft als der andere; sobald beide gleich rasch einschneiden, erfolgt lediglich eine Vertikalverschiebung der Scheide, wie verschiedenartig auch die Abdachungen sein mögen, die beiderseits von ihr vorkommen; der verschiedene Grad von deren Böschung zieht lediglich eine asymmetrische Lage der Scheide nach sich.

Sobald die beiden Flüsse sich gleich schnell vertiefen, ist $b = a$, daher nach Gleichung I $C'F = O$, während aus II $CF = a$ (bezw. $= b$) sich ergibt. Es wird die Wasserscheide genau in dem Maße abgetragen, als die Flüsse einschneiden, während die Lage ihrer Horizontalprojektion zwischen A und B unverändert bleibt. Dieselbe teilt die Strecke AB, wenn die Flüsse gleich hoch fließen, derart daß

$$AB = \frac{h}{\operatorname{tg} \alpha} + \frac{h}{\operatorname{tg} \beta}$$

ist, wobei h die Höhe der Wasserscheide über beiden Flüssen darstellt. Fließen die Flüsse verschieden hoch und ist der Höhenunterschied beider gleich d, so ist, wenn h die Höhe der Wasserscheide über dem höheren Flusse ist,

$$AB = \frac{h}{\operatorname{tg} \alpha} + \frac{h + d}{\operatorname{tg} \beta}.$$

Es ist bisher angenommen worden, daß die Abtragung des Landes der Vertiefung der Flüsse Schritt halte, was in Wirklichkeit nicht immer zutrifft. Die sich dann ergebenden Fälle stellen sich lediglich als Komplikation der betrachteten dar.

Flußgebiete, welche sich rascher vertiefen, als ihre

Nachbarn, wachsen auf Kosten derselben. Drei Momente sind es nun, welche die Vertiefung eines Flusses und dessen Gebiet regeln: 1. die in Wirksamkeit tretende Wassermenge, 2. die Fallhöhe des Flusses, 3. die Widerstandsfähigkeit der Gesteine des Gebietes. Das erste Moment ist ein klimatisches; es bedingt, daß an Abflußwassern reiche Flußgebiete ihre Scheiden nach den trockeneren hin verschieben.

Diese namentlich von Löwl[1]) betonte Abhängigkeit der Lage der Wasserscheide von klimatischen Verhältnissen ist nicht überall nachweisbar. Die zahlreichen vulkanischen Inseln beider Passatzonen, welche auf der einen Seite ungemein reiche Niederschläge genießen und auf der andern oft wahre Dürre aufweisen, müßten eine deutliche asymmetrische Lage der Wasserscheide erkennen lassen und sollten ihre Hauptabdachung dem regenspendenden Passate zuwenden. Aber weder die kanarischen Inseln, noch die von Hawaii, weder Mauritius, Réunion und Rodriguez, noch Tahiti zeigen die zu erwartende Asymmetrie der Entwässerung; selbst wenn, wie bei Mauritius[2]), die Mitte der Insel aufgehört hat, die Haupterhebungen zu bergen, ist sie doch noch der Mittelpunkt des Flußnetzes. Man darf aus diesen Fällen wohl schließen, daß die Verschiebung der Flußgebiete aus rein klimatischen Ursachen nicht allzu beträchtlich ist.

Sehr maßgebend sind die Gefällsverhältnisse der Flußgebiete, also ein orographisches Element, auf den Verlauf der Wasserscheiden; man sieht im Hochgebirge sehr häufig, wie die Wildbäche ihr Einzugsgebiet in die Berge drängen, dasselbe auf Kosten der Nachbarn vergrößernd. Die Gefällsverhältnisse eines Flußgebietes werden in hohem Maße durch die Krustenbewegung beeinflußt. Hebungen innerhalb eines Flusses, welche Schwellen in demselben bilden, hemmen nicht bloß das Einschneiden des Flusses, sondern auch die Erweiterung von dessen Gebiet, während umgekehrt Senkungen, welche die Erosion aufleben lassen, eine Vergrößerung der Flußgebiete nach sich ziehen können. In Regionen, in welchen Hebungen und Senkungen der Kruste häufig wechseln,

---

[1]) Ueber Thalbildung. Prag 1884. S. 111.

[2]) Vergl. hierzu R. v. Drasche, Die Insel Réunion mit einem Anhang über Mauritius. Wien 1878.

wie in den Faltungsgebirgen, darf man daher eine besondere Beweglichkeit der Wasserscheiden erwarten.

Die Widerstandsfähigkeit des Bodens ist ein geologisches Moment. In weichere Gesteine schneiden Flüsse leichter ein als in härtere; das Auftreten irgend einer festen Schwelle in einem Flusse hindert nicht bloß die Vertiefung des letzteren, sondern begünstigt auch eine Verkleinerung von dessen Gebiet.

Vornehmlich dort, wo ein lebhaftes Einschneiden der Flüsse stattfindet, erfahren auch die benachbarten Wasserscheiden eine Ortsveränderung. Da letztere gemeinhin durch Abbrucherscheinungen erfolgt, so zeichnen sich wandernde Wasserscheiden durch besonders steile Abfälle aus. Wasserscheiden, welchen derartige Abfälle fehlen, verhalten sich gegenüber der Abspülung und ihren Folgeerscheinungen unveränderlich, sie erfahren aber gleichwohl eine Abtragung durch den Wind, welcher auf den Höhen des Landes besondere Wirkung entfaltet und jene zugeschärften Wasserscheiden, an deren Abfall keine Einsturzerscheinungen mehr stattfinden, allmählich abrundet.

Die Ortsveränderungen der Wasserscheiden haben wohl zuerst von Rütimeyer[1]) eine Würdigung erfahren.

Heim[2]), Ramsay[3]), Topley[4]), Bodmer[5]) und Löwl[6]) begründeten mit Hilfe derselben die Theorie über den Kampf um die Wasserscheiden, derzufolge sich die Wasserläufe von außen her in das Gebirge hineindrängen, wobei sie gelegentlich miteinander in Kollision kommen und ein Gerinne sich bis in das Bett eines anderen verlängert und dieses gleichsam anzapft. Nach Löwl sollte durch diese Vorgänge bewirkt werden, daß ganze Gebirge von der Regenseite aus allmählich durch Flüsse zerschnitten werden könnten, welche ihr Einzugsgebiet mehr und mehr vergrößerten. Auch K. G. Gilbert[7]) nahm auf Grund der gedachten Ur-

---

[1]) Ueber Thal- und Seebildung. Basel 1869. 8°. S. 52.

[2]) Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. I. S. 320. Die Seen des Oberengadin. Jahrb. Schweiz. Alpenklub. XV. S. 429.

[3]) River Courses of England and Wales. Quart. Journ. Geolog. Soc. XXVIII. 1872. p. 148.

[4]) The Geology of the Weald. London 1875. p. 299.

[5]) Terrassen und Thalstufen in der Schweiz. Zürich 1880.

[6]) Die Entstehung der Durchbruchsthäler. P. M. 1882. S. 405.

[7]) Henry Mountains. p. 140.

sachen eine Beweglichkeit der Wasserscheiden an und entwickelte gleichfalls die Lehre von der Anzapfung eines Gewässers durch das andere (abstraction). Er fand ein beweisendes Beispiel für die Richtigkeit seiner Anschauung in der Thatsache, daß in den sogenannten Badlands die Wasserscheiden asymmetrisch zwischen den einzelnen Flüssen erscheinen und stets weiter vom tiefer eingeschnittenen Flusse entfernt sind, als vom höher fließenden, welche Thatsache jedoch keineswegs allgemein vorkommt. F. v. Richthofen[1]) und namentlich Philippson[2]), sowie W. M. Davis[3]) und Hilber[4]) haben sich seither in zustimmendem Sinne über die Theorie der Wasserscheidenverlegung geäußert.

Die bei diesen Verschiebungen der Wasserscheiden in Wirksamkeit tretenden Ursachen hat man als rückwärtige Erosion bezeichnet und dieselben verglichen mit dem Zurückschreiten der Wasserfälle. Dies ist nicht richtig. Die Wasserscheiden weichen infolge von Untergrabung, die Wasserfälle durch Korrosion zurück. Die Thätigkeit der Flüsse selbst beschränkt sich lediglich auf die Flußbetten und kann immer nur mittelbar die Wasserscheiden beeinflussen, von welchen die Flüsse stets durch Gehänge, die vom Wasser nur zeitweilig überspült werden, getrennt sind.

q) Verlegung der Wasserscheiden. Genetische Klassifikation der Flüsse.

An die Thätigkeit der Flüsse knüpft sich nicht bloß eine Verschiebung der bereits bestehenden Wasserscheiden, sondern auch das Entstehen neuer und das Zerstören alter, also eine Verlegung der Scheiden. Trennen die ursprünglichen Wasserscheiden von vornherein verschiedene Abdachungen und sind sie daher älter als die Flüsse zwischen ihnen, so sind die verlegten Wasserscheiden abhängig von den Gerinnen, welche sie sondern; sie sind jünger als dieselben und aus dem Lande erst nachträglich herausgearbeitet.

Die Neubildung von Wasserscheiden knüpft sich an einschneidende Flüsse. Indem sich dieselben vertiefen, wachsen ihre Uferwandungen über ihren Spiegel allmäh-

---

[1]) Führer f. Forschungsreisende. 1886. S. 146.

[2]) Ein Beitrag zur Erosionstheorie. P. M. 1886. S. 67. — Studien über Wasserscheiden. 1886. S. 50.

[3]) A River Pirate. Science. XIII. 1889. p. 108. — The Rivers and Valleys of Pennsylvania. Nat. Geogr. Mag. I. 1889. p. 183.

[4]) Die Bildung der Durchgangsthäler. P. M. 1889. S. 10.

lich auf; da letztere der Denudation ausgesetzt werden, werden sie abgeböscht und in einzelne Abflußgebiete zerlegt, welche durch neue Scheiden voneinander gesondert werden.

Schon von dem Momente an, wo sich die Ufer über den Flußspiegel erheben, sind sie der Abtragung ausgesetzt; denn das an ihnen vorbeifließende Wasser übte einen Seitendruck aus, der das Abgleiten, Rutschen und Einstürzen der oft fast senkrechten Wandungen hemmen konnte, was nunmehr erfolgt. Dadurch werden sie schräg abgeböscht, der Abspülung unterworfen und allmählich in Gehänge verwandelt. Neben ihrem Gefälle von *A* über *BCDEF* und *G* nach *H* (vergl. S. 362) erhält die Abdachung noch ein rechtwinkelig dazu gerichtetes gegen den Abdachungsfluß, das in derselben Weise durch die Abspülung ausgestaltet wird, wie die vom Flusse nicht angegriffene ursprüngliche Abdachung. Die weniger widerstandsfähigen Gesteine werden kräftiger abgetragen als die widerstandsfähigeren, und namentlich werden jene leicht abtragbaren Schichten, deren Entfernung auf der ursprünglichen Abdachung durch tiefergelegene widerstandsfähige Materialien gehemmt war, nunmehr im Sinne der neuen Abdachung abgespült. Sie werden nach den sich einschneidenden Flüssen hin ausgeräumt. Das Gehänge wird hierbei allmählich umgestaltet. Es behält seine ursprüngliche Abdachung nur an den Grenzen der Gebiete der sich einschneidenden Gerinne, also auf den sich entwickelnden Wasserscheiden; im Laufe der Abdachungsflüsse selbst wird es durch die normale Flußgefällskurve dargestellt, dazwischen aber verläuft es wellenförmig, über wenig widerstandsfähigen Gesteinen Einsenkungen, über festen Gesteinen Ausbuckelungen bildend. Jene Einsenkungen erscheinen auf der ursprünglichen Abdachung als Furchen, die Ausbuckelungen als Rippen, welche sich im Schichtstreichen, bezw. in der Richtung des wenig widerstandsfähigen Materials erstrecken. Die Furchen aber sammeln die abrieselnden Wasser und gestalten sich zu Rinnsalen untergeordneter Art, d. h. solchen, die am Gehänge eines einschneidenden Flusses entstehen. Die Entwickelung der untergeordneten Flüsse knüpft sich gern an das Bereich wenig widerstandsfähiger Gesteine und ist durch deren Verlauf bestimmt. Ist das Material der Abdachung gleichmäßig, so entstehen die untergeordneten Flüsse nach denselben Regeln wie die echten Abdachungsflüsse und bringen gelegentlich die Neigung, schräge am Gehänge abwärts zu laufen, recht deutlich zum Ausdruck.

Durch die an den Thalgehängen sich entwickelnden untergeordneten Flüsse werden die unbestimmten Wasserscheiden zwischen zwei thalbildenden Flüssen häufig in bestimmte verwandelt, und ebenso eine unbestimmte Ent-

wässerung in bestimmte Bahnen geleitet; dies geschieht durch die Bildung von Seitenschluchten, welche sich in das Gebiet unbestimmter Entwässerung drängen.

Schneidet ein Fluß in ein Gebiet unbestimmter Entwässerung ein, so können sich seine Zuflüsse in ziemlich launenhafter Weise entwickeln. Ein heftiger Regenguß bringt in den über den Fluß aufwachsenden Ufern einen kleinen Einschnitt hervor, in welchem die Wasser meist im Wildwasserstadium rasch abwärts schießen. Dabei schreitet die Vertiefung des Einschnittes schnell von statten, es entsteht eine Schlucht, deren Gehänge einbrechen. Dadurch verlängert sie sich rückwärts, neue Regengüsse erweitern und vertiefen sie, und so nagt sie sich ungemein schnell ein, wie dies namentlich von Lyell[1]) aus Nordamerika berichtet wurde, wo sich infolge von Entholzung eine 600 m lange, 16 m tiefe und 6—60 m breite Schlucht einriß. Sie sind ferner längs der Wolga sehr häufig, wo ihre Entwickelung durch Fugen begünstigt wird, welche im austrocknenden Erdreiche aufreißen; nach Wangenheim von Qualen bedingen sie die zunehmende Versandung der Wolga[2]). Welche Zufälligkeiten dabei den Lauf der Schluchten bestimmen, zeigte Senft[3]), und speziell für die Lößschluchten Chinas v. Richthofen[4]). Setzt sich irgend eine solche Schlucht in einen Grundwassersee fort, oder zapft sie ein Hochmoor an, so erhält sie ständige Wasserzufuhr, also einen Fluß, welcher durch fortgesetzte Vertiefung eines Bettes sich das gesamte Moor- oder Grundwassergebiet tributär machen kann. Sonst wird unter gleichen Umständen diejenige Schlucht sich am weitesten ausbreiten, deren Bildung zuerst begann. Nun schneidet ein Fluß stets derart ein, daß die Vertiefung der stromabwärts gelegenen Teile eher erfolgt als jene der aufwärts be-

---

[1]) Zweite Reise nach Nordamerika. 1851. II. S. 22.

[2]) Die zunehmende Versandung der Wolga. Z. f. a. E. X. 1861. S. 140 (Bull. Soc. imp. des Nat. Moscou 1860).

[3]) Die Schöpfungen des Regenwassers in und auf der Erde. 1. Die Wasserrisse und Regenschluchten. Das Ausland. 1868. S. 867.

[4]) China. I. 1877. S. 113.

findlichen, sie schreitet von unten nach oben fort. An den abwärts gelegenen Teilen werden sich daher zuerst seine Ufer in Gehänge umgestalten und seine ersten untergeordneten Zuflüsse entstehen. Hiernach ist zu erwarten, daß die stromabwärts gelegenen untergeordneten Zuflüsse auf Kosten einer unbestimmten Wasserscheide mehr entwickelt sind, als die stromaufwärts folgenden.

Die hier auseinandergesetzte Entwickelung gilt nicht bloß für den Fall, daß ein Gebiet mit unbestimmter Entwässerung von einem Flusse durchmessen wird, sondern ist auch anwendbar für jede größere Fläche, die vor Abspülung geschützt ist, aber von Gerinnen angegriffen werden kann, z. B. für eine ringsum steil abfallende Hochfläche, für ein Plateau. Von dessen Abfall ausgehend, können auch Schluchten in dasselbe hineinwachsen und, in demselben sich verästelnd, ein Flußsystem herausbilden, welches nicht durch ursprüngliche Abdachungsverhältnisse angelegt ist.

Neubildungen von Wasserscheiden knüpfen sich an Stromverlegungen, aus wie immer gearteten Ursachen dieselben eintreten mögen. Namentlich ist hervorzuheben, daß dort, wo eine Scholle sich dermaßen hebt, daß die ursprünglich über sie hinwegfließenden Gewässer abgelenkt werden können, neue Wasserscheiden entstehen, welche vollständig den Charakter ursprünglicher Scheiden annehmen können und genau ebenso wie Stamm- oder Abdachungsscheiden fungieren. Solcher Art sind zahlreiche Wasserscheiden in der südwestdeutschen Stufenlandschaft, wo heute Schwarzwald und Wasgau als hydrographische Zentren fungieren, obwohl sie keineswegs als ursprüngliche Erhebungen in diesem Gebiete gelten können.

Entstehen beim Einschneiden und Verlegen der Flüsse neue Scheiden, so werden beim Zuschütten des Flußbettes bereits bestehende Scheiden gänzlich verwischt und es können ausgedehnte ursprüngliche Firste, indem sie aus irgend welchen Ursachen in das Bereich fluviatiler Akkumulation gelangen, gänzlich verschwinden und unter neu entstehende Abdachungen geraten.

Flüsse und Wasserscheiden sind beweglich, verschiebbar und verlegbar, und alle Ortsveränderungen, welche sie erfahren, knüpfen an die Flußthätigkeit direkt an, samt allen Hindernissen, welche sich letzterer entgegensetzen. Es passen sich die Flüsse und mit ihnen die Flußgebiete der Natur des entwässerten Landes an, und neben den ursprünglichen Flüssen und ursprünglichen Scheiden kommen allmählich angepaßte zur Entwickelung. Diese Anpassung kann bedingt sein durch die ursprüngliche Zusammensetzung des Flußgebietes; vielfach wird sie durch nachträgliche klimatische oder tektonische Veränderungen desselben verursacht. Aber nicht alle Flüsse passen sich den letzteren an. Gelegentlich besitzt das Flußnetz einen hohen Grad von Stabilität, und selbst Krustenbewegungen, welche die Gefällsverhältnisse des Landes gänzlich umzuändern vermögen, können manchmal die Flüsse nicht aus ihrer Lage verschieben. Dieselben sind nach wie vor ursprüngliche, aber die Gefällsverhältnisse, welche sie ins Leben riefen, haben sich gänzlich geändert. Derartige Flüsse und die mit ihnen verbundenen Scheiden wurden antecedente[1]) genannt. Findet eine Abtragung im Flußgebiete statt, so kommt bei der Anpassung eines Flußsystemes ein Flußlauf immer unter den anderen zu liegen, und die Spuren früherer Flußläufe werden durch die Entwickelung der jüngeren vernichtet. Anders im Bereiche der Akkumulation: jeder neue Flußlauf liegt über dem älteren und deckt diesen mit seinen Anschwemmungen zu, so daß es hier möglich wird, die aufeinanderfolgenden Flüsse einzeln zu erkennen und unter Umständen verschiedene Entwässerungsrichtungen nachzuweisen. Man hat es mit übereinandergelegten Flußbetten zu thun, dessen oberstes einem aufgelegten Flusse angehört.

Von aufgelegten Flüssen (superimposed rivers) und Thälern sprach zuerst Maw[2]), und dieser Begriff hat sich in der neueren

[1]) Powell, Explorations of the Colorado River of the West. 1875. p. 65.

[2]) Notes on the Comparative Structure of Surfaces produced

amerikanischen Litteratur eingebürgert. Er wurde namentlich von Powell[1]) angenommen, während v. Richthofen[2]) von epigenetischen Flüssen spricht. Powell schied scharf zwischen konsequenter und antecedenter Entwässerung, die Flüsse, welche den Abdachungsverhältnissen des Landes folgen, sondernd von denjenigen, deren Gebiete nachträglich disloziert wurden. Gilbert[3]) und W. M. Davis[4]) haben diese Einteilung angenommen und haben Gewicht auf die Anpassung (Adjustment) der Ströme, namentlich infolge von Verschiebungen der Wasserscheide, gelegt. Die Flußsysteme von Pennsylvanien untersuchend findet W. M. Davis, daß viele Ströme streckenweise dem einen oder anderen Typus angehören, und er unterscheidet zusammengesetzte Flüsse (composite Rivers), deren Gebiet verschiedene geologische Struktur aufweist; verschiedenalterige Flüsse (compound Rivers), zusammengesetzt aus verschiedenalterigen Strecken; umgebildete Flüsse (complex Rivers), welche in ein späteres Entwickelungsstadium getreten sind.

Obige Klassifikationen von Flüssen stellte V. J. Mc Gee[5]) durch folgendes Schema dar:

1. Autogene (subsequente W. M. Davis, untergeordnete) Flüsse,
2. Tektonische Flüsse, und zwar

   A. konsequente:
      einer Dislokation vor dem Auftauchen folgend,
      einer Dislokation nach dem Auftauchen folgend;

   B. antecedente;

   C. superimponierte:
      durch subaquatische Sedimentation,
      durch subaerile Sedimentation,
      durch Einebnung.

---

by Subaërial and Marine Denudation. Geol. Mag. III. 1866. p. 439 (444).

[1]) Exploration of the Colorado River of the West. 1875. p. 163—166.

[2]) Führer f. Forschungsreisende. 1886. S. 173.

[3]) Geology of the Henry Mountains. 1877. p. 144.

[4]) The Rivers and Valleys of Pennsylvania. Nat. geogr. Mag. Washington. I. 1889. p. 183. — The Rivers of Northern New Jersey with Notes on the Classification of Rivers in General. Ebend. II. 1890. p. 102.

[5]) Am. Journ. (3). XXXV. 1888. p. 367, 448. — The Geology of the Head of Chesapeake bay. VIIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1888. p. 545 (562).

r) Moderne Denudation.

Die Teilchen verfrachtend, welche ihnen die Spülwasser zuführen, selbst ihre Betten vertiefend und verbreiternd, wälzen die Flüsse unablässig eine große Menge von Substanzen in das Meer und verursachen dadurch eine stetige Verkleinerung der Land- und Meeresräume, also eine Ausgleichung der Unregelmäßigkeiten in der Massenverteilung. Alles, was die Flüsse an Geschieben, gelösten und schwebenden Stoffen dem Meere zuführen, wird dem Lande entzogen. Die hierdurch bewirkte Abtragung des letzteren läßt sich annähernd schätzen nach den Angaben, welche S. 300 u. 308 über die Schlammführung und die gelösten Substanzen der Flüsse gemacht worden sind. Die Tabelle S. 381 gibt die Volumina der Schlammmassen, welche jährlich von 16 größeren Flüssen bewegt werden, unter der Voraussetzung, daß dieselben festes Gestein darstellten und ein spez. Gew. von 2,4 besäßen. Von einem Einzugsgebiete von nahezu 10 Millionen Quadratkilometer, also 7,5 % der Landoberfläche, werden jährlich 0,8 cbkm Gesteins abgetragen und zwar in sehr verschiedener Intensität. Während die mitteleuropäischen Flachlandflüsse im Durchschnitte 164000 Jahre brauchen, um ihr Gebiet um 1 m zu erniedrigen, benötigen die großen, aus niederschlagsreichen Hochgebirgen kommenden und darauf Alluvialebenen durchströmenden, zentral- und südasiatischen Flüsse nur 5200 Jahre dazu, und der schlammreiche Nil denudiert sein großes Gebiet nur wenig rascher als die mitteleuropäischen Flüsse. Etwa in gleichem Verhältnisse arbeiten die unter ähnlichen klimatischen und orographischen Verhältnissen befindlichen mediterranen Flüsse Europas und der Mississippi. Inwiefern diese Unterschiede auf die mit den Breiten wechselnden klimatischen Verhältnisse oder lediglich auf die verschiedene Beschaffenheit des Einzugsgebietes zurückzuführen sind, bleibt noch offen. Erweckt es zunächst den Anschein, als ob die fluviatile Denudation äquatorwärts zunehme, so harmoniert doch damit nicht der geringe Schlammtransport des Nils sowie die rela-

tive, durch die dunkle Farbe angezeigte Schlammarmut vieler tropischer Flüsse. Auch ist der La Plata nach der einzigen vorliegenden Messung [1]) schlammärmer als Donau oder Mississippi.

Die Tabelle S. 382 zeigt die Summe des Transportes gelöster Substanzen sowie die Gesamtsumme des Transportes. Sie läßt erkennen, daß von 7,4 % der Landoberfläche jährlich etwas mehr als 1 cbkm Gesteines in den Flüssen gelöst oder schwebend verschleppt wird. Die Differenz in der Intensität des Transportes zwischen den einzelnen Flüssen ist weniger groß als vorhin. Am raschesten arbeiten zwar noch die gefällsreichen asiatischen Flüsse, aber die mitteleuropäischen brauchen nur mehr 32900 Jahre, um ihr Einzugsgebiet um 1 m zu erniedrigen. Am langsamsten denudiert der Nil sein Gebiet, und daran ändert sich nichts, wenn auch statt der von Baker mitgeteilten Zahlen (S. 301) die von Chélu (S. 307) der Rechnung zu Grunde gelegt werden.

Zur Schätzung des Gesamttransportes durch die in Rede stehenden Flüsse fehlt nur noch die Kenntnis des verfrachteten Geschiebes. Ueber letzteres liegen keine Beobachtungen vor; da aber die großen Flüsse ihr Geschiebe auf der Länge ihres Laufes gänzlich zerreiben, so ist wahrscheinlich, daß von den aufgezählten Flüssen die größten: die Donau, der Amu Darja, der Indus, Ganges, Irrawaddy, Yanktsekiang, Nil und Mississippi nur eine geringe Menge Geschiebe ins Meer, bezw. der Amu Darja in den Aralsee, schütten. Da überdies für die Rhone eine Schätzung des gesamten Transportes fester Substanzen, ferner für Donau, Indus, Irrawaddy und Mississippi auch Bestimmungen der Schlammführung in der Tiefe des Stromes verwertet werden konnten, so darf wohl angenommen werden, daß die in Tabelle S. 382 enthaltenen Werte nicht weit hinter dem Mittel der von jenen Flüssen überhaupt bewegten Materialien zurückstehen werden.

Nimmt man nun das erhaltene Endergebnis als zutreffend für alle Flüsse der Erde an, so ergibt sich, daß

[1]) G. Higgin, Deltaic Growth. The Nature. XIX. 1878/79. p. 555.

jährlich etwas mehr als 10 cbkm Gesteines von den Flüssen ins Meer verfrachtet wird, woraus unter Mitberücksichtigung der Binnengebiete eine jährliche Abtragung des gesamten Landes von 0,08 mm und eine Zeit von etwa 12400 Jahren für die Erniedrigung der gesamten Landoberfläche um 1 m resultiert. Darnach würde durch die

Tabelle
der von 16 Flüssen in Form von Schlamm transportierten Gesteinsvolumina.

	Jährlicher Schlammtransport in Millionen cbm	Einzugsgebiet in 1000 qkm	Durch schwebende Substanzen: Abtragung von 1 m in Jahren	Durch schwebende Substanzen: Jährliche Abtragung in Mikromillimeter
Elbe . . .	0,26	132	507700	2
Rhein . . .	1,69	160	94500	11
Maas . . .	0,10	20	204000	5
Seine u. Marne	0,16	43	269000	4
Themse . .	0,015	9,76	651000	1,5
Mitteleuropa	2,23	365	164000	6
Rhone[1]) . .	2,94	99	33700	29
Var. . . .	7,38	2,3	310 (?)	3240
Tiber . . .	4,17	17	4000	250
Donau . . .	34,19	817	23900	42
Südeuropa .	48,68	935	19000	52
Amu Darja .	30,20	240 — 310	7950 — 10000	126 — 100
Indus . . .	186,00	680	3650	275
Ganges . .	150,00	509	3390	295
Irrawaddy .	148,00	364 — 475	2460 — 3210	407 — 312
Yangtsekiang	105,50	1462	13860	72
Südasien . .	619,70	3255 — 3340	5200 — 5400	190 — 186
Nil	20,65	2081	100800	10
Mississippi .	146,95	3210	21840	47
Summe	838,21	9846 — 9931	11750 — 11800	85 — 84

[1]) Nur Schlamm; Sand und Schlamm zusammen:

11,25	—	9000	114

Flüsse die Abtragung des Landes bis zum Meeresniveau in 9½ Millionen Jahren geschehen können.

Die mittlere Abtragung des Landes um 0,08 mm jährlich liefert kein Mittel für die fluviatile Denudation; denn nur ein Teil der denudierten Massen wird dem Meere

Tabelle
der in 14 Flüssen in gelöstem Zustande und schwebend transportierten Gesteinsvolumina.

	Jährlicher Transport an gelösten Teilchen in Million cbm	Durch gelöste Substanzen		Gesamtsumme der jährlichen Abtragung Mikromillimeter	Gesamtbetrag der Abtragung Millionen cbm	Gesamtabtragung von 1 m in Jahren
		Abtragung von 1 m in Jahren	Jährl. Abtragung in Mikromillimet.			
Elbe	1,99	66300	15	17	2,25	—
Rhein [1]	5,6	27500	30	41	7,29	—
Maas	0,45	44400	22	27	0,55	—
Seine u. Marne	0,69	62300	16	20	0,85	—
Themse	0,15	65100	15	17	0,17	—
Mitteleuropa	8,88	40000	24	30	11,11	32900
Rhone [2]	2,85	34700	29	143	14,10	—
Donau [3]	15,25	53600	19	61	49,44	—
Südeuropa	18,10	50600	20	69	63,54	14400
Südasiatische Flüsse [4]	108,42	30000	33	220	728,12	4530
Nil	6,51	319400	3	13	27,16	74000
Mississippi [4]	41,97	78400	13	60	188,92	17000
	183,88	53700	19	103	1018,85	9690

[1]) Unter Voraussetzung einer mittleren Führung gelöster Stoffe von 180 g in 1 cbm, Mittel aus 5 Analysen.

[2]) Unter Voraussetzung einer mittleren Führung gelöster Stoffe von 180 g in 1 cbm, jährliche Abtragung unter Berücksichtigung des ganzen Sand- und Schlammtransportes.

[3]) Unter Voraussetzung einer mittleren Führung gelöster Stoffe von 187 g in 1 cbm, wie im Mittel bei Budapest.

[4]) Unter Voraussetzung einer mittleren Führung gelöster Stoffe von 180 g in 1 cbm.

zugeführt, ein Teil derselben wird auf dem Lande wieder abgelagert. Das gilt zunächst von den durch die Binnenflüsse bewegten Materialien. Die 0,03 cbkm Gesteines, welche der Amu Darja verfrachtet, bleiben der Landoberfläche erhalten. Dasselbe gilt von den Sinkstoffen, welche die Flüsse in die Seen schütten. Die Schweizer Alpen erfahren dadurch nach Heim [1]) im Reußgebiete eine Abtragung von 0,242 mm jährlich, nach Steck [2]) im Kandergebiete von 0,381 mm. Daraus ergibt sich im Mittel 0,312 mm. Von den 16590 qkm des Rheingebietes, welche oberhalb der Seen liegen, werden jährlich 5149 Millionen Kubikmeter denudiert, die in den Alpenseen liegen bleiben; das ist fast ebensoviel, wie vom Rheine in das Meer gebracht wird. Der Gesamttransport der Rhone an ihrer Mündung ist nur doppelt so groß als die ihr allein von der Durance zugeführte Schlammmasse; da sie nun überdies auch von der Isère und Saône sowie zahlreichen kleineren Flüssen feste Stoffe erhält, so muß sie einen Teil derselben auf ihrem Laufe wieder abgeben, gänzlich abgesehen von den Anschwemmungen der Rhone im Genfer See. Wie groß die Menge der denudierten und wieder auf dem Lande abgelagerten Substanzen im allgemeinen ist, läßt sich nach diesen Angaben natürlich noch nicht ermitteln. Wird aber berücksichtigt, daß nicht bloß die Binnenseen, sondern auch die großen von schlammreichen Hochwassern überfluteten Stromebenen die Ablagerungsgebiete von Sinkstoffen der Flüsse sind, daß ferner 22 % des Landes überhaupt nicht zum Meere entwässert werden, so ist es wohl eine Minimalschätzung, wenn jene Menge für ebenso groß erachtet wird, wie die Summe der ins Meer abgeführten Materialien. Darnach hätte man den Gesamtbetrag der fluviatilen Denudation auf mindestens 20 cbkm im Jahre zu veranschlagen, welche

---

[1]) Ueber die Erosion im Gebiete der Reuß. Jahrb. Schweiz. Alpenklub. XIV. 1878/79. S. 371.

[2]) Die Denudation im Kandergebiet. XI. Jahresber. d. Geogr. Gesellsch. Bern 1891/92. S. 181. Unter Mitberücksichtigung der gelösten Substanzen berechnet Steck eine jährliche Abtragung des Reußgebietes von 0,3 mm, des Kandergebietes von 0,454 mm.

vornehmlich in den Gebieten fluviatiler Erosion, die etwa ein Viertel der Landoberfläche darstellen (S. 417), entnommen werden. Hieraus erhält man als Wert für die jährliche Abtragung des Landes durch die Flüsse eine Schicht von 0,64 mm, bezw. es erniedrigen die Flüsse dort, wo sie das Land zerstören, dasselbe in 1440 Jahren um 1 m.

Die Geographen des vorigen Jahrhunderts hatten bereits eine lebhafte Vorstellung von der Abtragung des Landes durch die Flüsse, die allerdings wesentlich bedingt wurde durch übertriebene Angaben über die Schlammführung des Hoangho. Jene Anschauung bildet einen wesentlichen Bestandteil der Huttonischen Lehre, nach welcher namentlich die von den Flüssen dem Meere zugeführten Materialien in demselben zur Bildung neuer Schichten führen [1]). Dies wurde von de Luc [2]) auf das heftigste bestritten, und er suchte nachzuweisen, daß die Gesamtwirkung der Atmosphärilien in der Schaffung eines für die Organismen geeigneten Bodens auf dem Lande bestünde, ohne daß es zu einer nennenswerten Abtragung käme. Auch Elie de Beaumont [3]) glaubte durch Anführung zahlreicher einschlägiger Beispiele zeigen zu können, daß im allgemeinen die Denudation unbeträchtlich sei. Den ersten Versuch einer ziffermäßigen Bestimmung der Größe der Denudation aus der Schlammführung in Flüssen unternahm Archibald Geikie [4]); sein Resultat: durchschnittliche Abtragung von 1 m in 10000 Jahren stimmt mit dem oben erhaltenen bemerkenswert überein. Dies ist aber nur zufällig, denn abgesehen davon, daß Geikie, wie Davison [5]) zeigte, bei der Mittelbildung einen Fehler beging, nach welchem das Ergebnis um 40% zu groß ausgefallen ist, so sind auch die für den Po und den Hoangho verwerteten Daten entschieden zu groß (vergl. S. 299). Endlich hat Geikie nur den Schlammgehalt der Flüsse gewürdigt, nicht aber auch deren Führung an gelösten Substanzen berücksichtigt. Mit letzterer hat sich Mellard Reade [6]) wiederholt beschäftigt und gefunden, daß durch dieselbe das Land jährlich um 0,014 mm erniedrigt wird.

---

[1]) Playfair, Illustrations, §§ 117, 156.

[2]) Traité élémentaire de géologie. Paris 1809.

[3]) Leçons de géologie pratique. I. p. 135.

[4]) On Modern Denudation. Trans. Geolog. Soc. Glasgow. III. 1. 1868. p. 153. — On Denudation now in Progress. Geolog. Mag. V. 1868. p. 249.

[5]) Note on the Mean Rate of Subaërial Denudation. Geolog. Mag. (3). VI. 1889. p. 409.

[6]) Rivers. Trans. Liverpool Geolog. Soc. 1882. Vergl. auch Chemical Denudation in Relation to Geological Time. London 1879. — Denudation of the two Americas. Pres. Addr. Liverpool Geolog. Soc. 1884/85. — Am. Journ. (3). XXIX. 1885. p. 290.

Huttons Ansicht über die Sedimentbildung ist nunmehr die alleinherrschende geworden. Die marinen Schichten setzen sich aus den dem Lande entnommenen Materialien zusammen, natürlich vermehrt um die in das Meer geschleuderten vulkanischen. James Croll[1]), Sam. Haughton[2]), A. de Lapparent[3]), Mellard Reade[4]) und Charles D. Walcott[5]) versuchten aus der von Arch. Geikie ermittelten Abtragung des Landes und der Mächtigkeit der geologischen Schichtfolge die Zeit zu berechnen, welche zu deren Bildung nötig ist. Allein die moderne fluviatile Denudation liefert nicht bloß das Material für marine Schichten, sondern namentlich auch für solche, welche auf dem Lande, durch die Flüsse in Ebenen oder Seen abgelagert werden. Das Volumen dieser gegenwärtig entstehenden kontinentalen Formationen ist nach obigem ebensogroß, wie das der marinen, ihre durchschnittliche Mächtigkeit daher 2,6mal größer. Zwar teilen viele dieser Kontinentalbildungen das Schicksal des Landes überhaupt und werden abgetragen, andere aber, welche in permanenten Senkungsgebieten liegen, wachsen konstant fort. Darnach ist anzunehmen, daß auch ein namhafter Teil der geologischen Schichtfolge kontinentaler Entstehung ist.

4. Gletscherwirkungen.

a) Die Gletscher als Oberflächenformen.

Die Gletscher sind schwerflüssige Eismassen, welche an der Basis mächtiger bleibender Schnee- bezw. Firnablagerungen im wesentlichen unter dem Drucke derselben entstehen und infolge des letzteren sowie wegen der Neigung ihrer Unterlage in ein langsames Fließen geraten. Sie sind also Eisströme im wahren Sinne des Wortes, welche in Bezug auf ihr Auftreten sich zwei Typen unterordnen: die einen haben gleich den echten Flüssen feste Ufer, welche ihr Bett deutlich umranden,

---

[1]) Climate and Time. 1875. p. 329.

[2]) Notes on Physical Geology. Nr. 4. Vergl. The Nature XVIII. 1878. p. 266.

[3]) De la mesure du temps par les phénomènes du sédimentation. Bull. Soc. géolog. (3). XVIII. 1890. p. 351.

[4]) Measurement of Geological Time. Geolog. Mag. (3). X. 1893. p. 99.

[5]) Geological Time as indicated by the sedimentary Rocks of North-America. Journ. of Geology. Chicago. I. 1893. p. 639.

das sind die echten Gletscher, die andern sind einer Ueberschwemmung vergleichbar, welche sich uferlos über ein Land breitet, alle Unebenheiten desselben verhüllend, das ist das Inlandeis. Die echten Gletscher kann man mit E. Richter[1]) weiter sondern in

1. Gehängegletscher, welche sich auf die Flanken der Berge beschränken, und meist nur wenig von deren Gipfeln und Rippen überragt werden.
2. Kargletscher, gelegen in tief eingesenkten Bergnischen, überragt von nennenswerten Berghängen.
3. Schluchtgletscher, in tiefen Schluchten umrahmt von hohen Felswänden. Die Gehänge-, Kar- und Schluchtgletscher faßte de Saussure[2]) als sekundäre Gletscher zusammen.
4. Thalgletscher sind Eisströme, die von Bergflanken oder Plateaus in Thäler herabsteigen, wo sie zwischen hohen Gehängen eingelagert auftreten. Sie sind die Gletscher erster Ordnung von de Saussure[2]).

Gehänge-, Kar-, Schlucht- und Thalgletscher sind durch zahlreiche Uebergänge miteinander verbunden und sind insgesamt durch ein bestimmtes Einzugsgebiet ausgezeichnet. Verschiedene Thalgletscher können sich dabei miteinander ebenso vereinigen wie verschiedene Flüsse.

Das Inlandeis ist eine zusammenhängende Eisdecke, welche die orographischen Verhältnisse ihrer Unterlage gänzlich verschleiert. Es kommt einerseits dort zur Entwickelung, wo geringe Höhenunterschiede vorhanden sind, also auf Plateaus, das sind die Plateaugletscher Richters, oder wo die Eismächtigkeit so groß ist, daß sie alle noch so großen Unebenheiten der Unterlage auszugleichen vermag, wie dies mit dem Inlandeise Grönlands der Fall ist. Ueber Höhen gebreitet kann ein Inlandeis seine Ausläufer nach den verschiedensten Richtungen, in verschiedene Flußgebiete entsenden; seine

---

[1]) Die Gletscher der Ostalpen. Handbücher zur deutschen Landes- und Volkskunde. III. Stuttgart 1888. S. 9.

[2]) Voyages dans les Alpes. 1779—1796. I. p. 439.

höchste Erhebung, welche als Eisscheide wirkt, fällt nicht notwendigerweise mit dem Firste des darunterliegenden Landes zusammen.

Die Gletscher und Inlandeise nehmen einen nicht unbeträchtlichen Teil der Landoberfläche ein. Das grönländische Inland- oder Binneneis deckt nahezu 2000000 qkm, und man kann die Vereisung der übrigen arktischen Inseln wohl auf 250000 qkm veranschlagen. In den Ostalpen ist das Gletscherareal 1803 qkm, 1,7 % der Gebirgsfläche [1]), und man wird die gesamte Gebirgsvergletscherung in den Alpen, im Kaukasus, im Himalaya, in den Anden Nord- und Südamerikas sowie auf der Südinsel Neuseelands wohl auf mindestens 50000 qkm zu veranschlagen haben, wonach der Anteil der Gletscherfläche an der bekannten Landoberfläche genau wie in den Ostalpen sich zu 1,7 % ergibt. Berücksichtigt man noch die unbekannten antarktischen Gebiete, die jedenfalls größtenteils von Eis begraben sind, so erhält man als wahrscheinlichen Wert für den Anteil der Gletscher an der Landoberfläche 7,4 %.

Die Gletscher bilden sohin einen wesentlichen Teil der Formen der Landoberfläche. Ihre Oberfläche ist in großen Zügen flach und fällt gleichsinnig in der Richtung, nach welcher die Eisbewegung erfolgt, wobei sie nahe dem Gletscherende ihre steilste Böschung erhält. Beim Inlandeise verläuft sie in ihrer ganzen Ausdehnung nach oben konvex, kaum beeinflußt durch das bedeckte Gelände; bei gewöhnlichen Gletschern ist sie im Nährgebiete häufig konkav, im Zehrgebiete aber, im Bereiche der Gletscherzunge, stets konvex, außerdem verrät sie durch Stufen die Gefällsverhältnisse ihrer Unterlage.

Alle Gletscher besitzen Spalten, die namentlich im Zehrgebiete hervortreten. Durch dieselben sind sie derart zerteilt, daß der flache Charakter ihrer Oberfläche gänzlich verloren geht und sie in Zacken und Zinnen aufgelöst

[1]) Kurowski, Die Verteilung der Vergletscherung in den Ostalpen. XV. Ber. d. Vereins d. Geographen. Wien 1889. S. 12.

werden, welche man unter Benutzung eines von de Saussure[1]) gebrauchten Wortes Seracs nennt. Diese Spalten sind um so häufiger, je steiler das Oberflächengefälle und je unebener die Gletscherunterlage ist; sie ordnen sich meist nach bestimmten Systemen. Man kann in Bezug auf die Bewegungsrichtung des Eises namentlich Quer- und Längsspalten[2]) unterscheiden. Dazu gesellen sich die Randspalten, welche die oberen Gletscherpartieen vom Gehänge trennen.

Neben den infolge der Eisbewegung aufreißenden Spalten zeigen die Gletscher noch eine Reihe von Oberflächenformen, welche auf das Innigste mit ihrem Entstehen zusammenhängen. Alle Gletscher zerfallen in einen nährenden und einen zehrenden Teil. Im Nährgebiete oder Sammelgebiete oder Firngebiete sammelt sich der Schnee an, durch dessen Anhäufung das Gletschereis entsteht, im Zehr- oder Abschmelzgebiete schmilzt letzteres ab. Die Trennungslinie beider Gebiete verläuft, wie L. Kurowski[3]) zeigte, im Niveau der mittleren Höhe der Gletscheroberfläche.

Im Nährgebiete des Gletschers herrschen die Formen vor, welche sich anhäufender Schnee annimmt. Derselbe verhüllt in der Regel die Spalten, über welche er Brücken schlägt; er breitet sich nicht immer regelmäßig deckenförmig aus, sondern wird vom Winde in Schneedünen zusammengeweht. Hie und da werden auch in ihm wahre Kehlen von halbkreisförmigem Grundriß ausgeweht, welche an die Faladž des Nefud erinnern. Unter dem Einflusse des Windes nimmt die Schneeoberfläche namentlich auf ebenen Strecken eine parallele Wellung an, welche auf der zeitweiligen Schneedecke der sibirischen Tundra Sastrugi[4]) genannt wird, und welche nach Friedrich

---

[1]) Voyages. IV. p. 205 u. 255. Serac ist die dialektische Benennung eines kubischen Käses.

[2]) A. Heim, Handb. d. Gletscherkunde. Stuttgart 1885. S. 201.

[3]) Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. Geogr. Abh. Wien. V. 1891. S. 115.

[4]) L. v. Engelhardt, Ferd. v. Wrangels Reise längs der Nordküste von Sibirien. 1839. S. 311.

Schmidt[1]) und nach Bove[2]) parallel der Richtung des Windes ist; manchmal kommt es aber auch nur zur Bildung flacher, tellerförmiger Vertiefungen, welche an die Abwaschformen des rinnenden Wassers erinnern, und deren Grenzfirste senkrecht zur Windrichtung stehen. Von den Gebrüdern Schlagintweit[3]) wurden dieselben als Schneegänge, dialektisch Schneegangeln beschrieben. Bei Besonnung tauen die obersten Körnchen der Schneedecke, und ihr in den unteren Schichten bald gefrierendes Schmelzwasser verkittet dieselben zu Firneis, welches streckenweise in großen Spiegeln zu Tage tritt[4]). Beim Tauen des Schnees entsteht ferner auf steil geneigten Gehängen eine Kannelierung der Schneedecke[5]), die genau in der Fallrichtung verläuft und an die Kannelierung mancher Karren in Kalkgebieten erinnert.

Im Zehrgebiete tritt das Gletschereis mit allen seinen Spalten zu Tage. Seine Oberfläche ist auf ebenen Flächen meist verwittert und wird gebildet von zahlreichen einzelnen Körnern, zwischen welchen der auf den Gletschern nie fehlende Staub in Löchern eingewittert ist, die gelegentlich 1 m tief werden. Nordenskjöld[6]) hat von dieser nicht bloß auf dem grönländischen Inlandeise, sondern auch in den Alpen fast regelmäßigen Erscheinung eine eingehende Darstellung gegeben. Die oberflächlich entstehenden Schmelzwasser sammeln sich in größer und größer werdenden Rinnen, welche das blaue Gletschereis

---

1) Wissenschaftliche Resultate einer an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Mém. de l'Acad. de St. Pétersbourg (7). XVIII. 1872. S. 72.

2) G. Bove, Relazioni. Bollettino Soc. geogr. Italiana. XVI. 1879. p. 790 (815).

3) Untersuchungen über die phys. Geographie und Geologie d. Alpen. Leipzig 1850. S. 40. Vergl. auch Ratzel, Die Schneedecke, besonders in deutschen Gebirgen. Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde. IV. 3. 1889. S. 165.

4) Vergl. Mohn und Nansen, Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. Nansens Durchquerung von Grönland. E.-H. 105 P. M. 1892. S. 85.

5) Ratzel, Ueber die Schneeverhältnisse in den bayerischen Kalkalpen. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München. X. 1885. S. 24.

6) Grönland. Leipzig 1886. S. 202.

in seiner ganzen Pracht bloßlegen, hie und da in zeitweilig auf dem Eise bestehende Wasseransammlungen sich ergießen, meist aber bald in Spalten verschwinden. Letztere werden dabei zu rundlichen Schloten erweitert; das sind die Gletschermühlen, die Eisbrunnen Kornerups [1]. An steileren Böschungen, wie sie namentlich am Gletscherende auftreten, geht das reine Gletschereis meist in glatten Wänden wie in den Spalten zu Tage, bei häufiger Ueberrieselung mit Schmelzwasser erhält es eine an Karrenfurchen erinnernde Kannelierung. Auf manchen Gletschern entwickeln sich, wie es scheint aus Gletschermühlen, runde, an Dolinen gemahnende, trichterförmige Löcher [2]. Namentlich der Gornergletscher ist reich an solchen [3]; gleiches gilt vom Tasmangletscher in Neuseeland [4]; hierher gehört auch wohl das von E. Richter [5] beobachtete Loch im Uebelthalferner. Sinkt der feine Staub in zahllosen Löchern in den Gletscher ein, so wittern aus demselben die eingefrorenen Steine aus, und da sie ihre Unterlage vor der Abschmelzung schützen, so treten sie als Gletschertische über die Eisoberfläche hervor. Die aus dem Gletscher auswitternden Sand- und Schlammmassen endlich schützen gleichfalls ihre Unterlage vor dem Schmelzen und geben zur Bildung steiler, schuttbedeckter Eiskegel Veranlassung. Aehnliche Gebilde sah Keilhack auch auf einem isländischen Schneefelde [6].

Sehr auffällig ist die gänzliche Zerteilung, welche manche Gletscher Südamerikas aufweisen. Dieselben sind aufgelöst in einzelne Eissäulen und Eisspitzen, welche isoliert voneinander

---

[1] Geologiske Jagttagelser fra Vestkysten af Grönland. Meddelelser om Grönland. I. 1879. p. 77 (121).

[2] L. Agassiz, Untersuchungen über die Gletscher. Solothurn 1841. S. 83.

[3] A. Delebecque und E. Ritter, Note sur les entonnoirs du glacier de Gorner. Arch. Sc. phys. et natur. (3). XXVIII. 1892. p. 491.

[4] R. v. Lendenfeld, Der Tasmangletscher. E.-H. 83. P. M.

[5] Die Gletscher der Ostalpen. 1888. S. 155.

[6] Beiträge zur Geologie der Insel Island. Zeitsch. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1886. S. 376 (448).

auf porösem Erdboden aufragen. Das ist der Büßerschnee (Los Penitentes) der Anden, auf welchen P. Güßfeldt[1]) und jüngst L. Brackebusch[2]) die Aufmerksamkeit lenkten. Güßfeldt bezeichnet denselben als Schnee und führt die Gestaltung auf Wind- und Sonnenwirkung zurück; Brackebusch hingegen faßt die Gebilde als Gletscher auf, die sich auf poröser, rutschender Unterlage befinden und durch deren Bewegung auseinandergerissen werden, ohne jedoch auszuschließen, daß Schnee auf poröser Unterlage durch das Einsickern von Wassern eine karrenfeldähnliche Oberfläche erhalten kann. Aehnliche Erscheinungen nahmen Le Conte[3]) auf dem Mount Lyell und H. Meyer auf dem Kilimandscharo wahr[4]), und letzterer bezeichnete dieselben direkt als karrenähnlich.

b) Gletscherbewegung und Gletschertransport.

Bei der Gletscherbewegung kommen, wie bei jedem Fließen, zwei Arten von Reibung, die äußere an den Wandungen des Gletscherbettes und die innere, die der Eisteilchen aneinander, in Betracht. Diese innere Reibung ist weit beträchtlicher, als bei den gewöhnlichen Flüssigkeiten, und während die gewöhnlichen Formeln für die Geschwindigkeit der Flüsse die innere Reibung vernachlässigen, hat dieselbe in allen Formeln für die Gletscherbewegung eine wichtige Rolle zu spielen.

Eine solche Formel stellte Odin auf[5]). Dieselbe lautet in ihrer einfachsten Gestalt

$$v = \sin\alpha\left(\frac{h^2}{3k} + \frac{1}{f\cos\alpha}\right),$$

wo v die mittlere Geschwindigkeit, α den mittleren Neigungswinkel der Oberfläche, h die mittlere Gletschermächtigkeit, f den Koeffizient der äußeren, k den der inneren Reibung bezeichnet.

Die beträchtliche Größe der inneren Reibung bedingt, daß unter sonst gleichen Umständen die Gletscher-

---

1) Reise in den Anden. 1888. S. 155.

2) Die Penitentesfelder der argentinischen Kordilleren. Globus 1893. LXIII. Nr. 1 u. 2.

3) Ancient Glaciers of the Sierras. Am. Journ. (3). V. 1873. p. 325, 333.

4) Die Besteigung des Kilimandscharo. P. M. 1890. S. 15.

5) Essai d'une application des principes de la mécanique à l'écoulement des glaciers. Bull. Soc. vaudoise des sc. naturelles. XXIV. Nr. 98. 1888.

bewegung viel langsamer ist, als die des Wassers. Während die gewöhnlichen Flüsse sich mit einer Geschwindigkeit von 1—2 m in der Sekunde bewegen, gehört eine solche von 1 m im Tage schon zu den namhafteren Gletschergeschwindigkeiten. Rund genommen, bewegen sich die Gletscher 100 000mal langsamer als die Flüsse. und dabei ist ihre Masse nur 0,9 von der des Wassers. Da nun die Gletscher dieselbe Funktion zu erfüllen haben wie die Flüsse, nämlich die auf eine bestimmte Stelle fallenden atmosphärischen Niederschläge fortzuführen, so haben sie bei gleichem Einzugsgebiete und gleichen Niederschlagssummen in demselben einen rund 110 000mal größeren Querschnitt als die ihnen entsprechenden Flüsse; sie bedecken daher weit größere Areale als letztere und üben einen weit höheren Druck auf ihre Unterlage aus.

Die Schwerflüssigkeit des Eises wird für die Gestaltung der Inlandeismassen maßgebend. Dieselben nehmen die Formen sich selbst überlassener schwerflüssiger Körper an, sie bilden ausgedehnte, sanft gewölbte Kuchen mit steilabfallenden Rändern, deren Querschnitte nach oben durch ellipsenähnliche Kurven begrenzt werden. Es muß die Mächtigkeit des Eises an jeder Stelle nämlich so groß werden, daß es durch seinen Druck den Widerstand der peripherisch vorgelagerten Massen überwinden kann. Bei den gewöhnlichen Gletschern, welche von größeren Erhebungen rings umrahmt werden, kommt es nicht zur Entwickelung einer solch geometrischen Oberflächengestaltung, ihr Gefälle ist in der Regel von dem ihrer Unterlage abhängig, und zwar ist es im Nährgebiete geringer, im Zehrgebiete größer als das der letzteren. Ihr Oberflächengefälle oder ihre wahre Neigung setzt sich zusammen aus dem des Gletscherbodens und dem der Eismasse selbst; letzteres wurde spezifische Neigung genannt[1]).

Durch Nansens Expedition sind die überaus regelmäßigen Oberflächenverhältnisse des grönländischen Inlandeises bekannt geworden, und Andr. M. Hansen hat gezeigt, daß die bereisten Profile im wesentlichen eine kreisförmige Krümmung zeigen. Die-

---

[1]) Schlagintweit, Untersuchungen. S. 157.

selbe ist im Süden stärker als im Norden [1]). Nur an den Rändern zeigen sich Abweichungen, das Gefälle ist zu steil. Es hängt dies damit zusammen, daß hier die Oberflächengestalt nicht bloß durch die Viskosität des Eises, sondern auch durch die Intensität der Abschmelzung bestimmt wird. Eine Formel für die Oberfläche einer viskösen, sich selbst überlassenen Masse stellte W. Thomson [2]) auf.

Indem sich die Oberfläche ganzer Inlandeismassen im wesentlichen entsprechend ihrer Dickflüssigkeit gestaltet, kann es sich leicht ereignen, daß das Oberflächengefälle vom Gefälle der Unterlage weit abweicht und demselben entgegenläuft, dermaßen, daß die durch die Firstlinie des Eises angedeutete Eisscheide nicht der Firstlinie des unterliegenden Landes entspricht. Solches ist im Bereiche älterer Inlandeismassen in Skandinavien und in den Ostalpen mehrfach erwiesen. Da nun die Eisbewegung stets in der Richtung des Oberflächengefälles geschieht, so kann sich die Eissohle bergan bewegen, wie gleichfalls in verlassenen Gletscherbetten nachweisbar ist.

Es sind dies Verhältnisse, welche keineswegs ausschließlich für Gletscher bezeichnend sind. Während der Flußspiegel ein im Sinne der Wasserbewegung gerichtetes Gefälle hat, schwankt die Flußsohle, wie gezeigt, zwischen den Pfühlen und Schwellen regelmäßig auf und ab, und zwar um Beträge, welche die mittlere Tiefe übertreffen. Aehnliche Verhältnisse können bei Gletschern wiederkehren, und wenn auch wegen des geringeren Grades von Flüssigkeit des Eises die Eismächtigkeit benachbarter Orte relativ genommen weniger wechseln dürfte, als beim Flusse, so kann sie absolut wegen der allgemein größeren Eismächtigkeit größere Schwankungen aufweisen.

Wenn auch wegen ihrer viel langsameren Bewegung die Gletscher eine ebenso vielmal kleinere lebendige Kraft entwickeln als die ihnen äquivalenten Flüsse, so ist ihr Transportvermögen doch außerordentlich viel größer als das der Flüsse, denn sie stoßen wegen ihrer Schwerflüssigkeit nicht bloß mit den unmittelbar an das Hindernis angrenzenden Teilchen, sondern mit allen benachbarten eines Querschnittes auf dasselbe.

---

[1]) Mohn und Nansen, Wissenschaftliche Ergebnisse. S. 77.

[2]) Polar Ice-caps and their influence in Changing Sea-Levels. Trans. Geolog. Soc. Glasgow. 1888. VII. p. 322.

Man kann sich die Verschiedenheit der lebendigen Kraft eines Gletschers und eines äquivalenten Flusses wie folgt veranschaulichen. Die Flußgeschwindigkeit (v_f) sei $n$mal größer als die Gletschergeschwindigkeit (v_g); wenn nun in Fluß und Gletscher dieselbe Niederschlagsmenge abfließen soll, so muß zwischen Fluß- und Gletscherquerschnitt (q_f und q_g) folgendes Verhältnis stattfinden

$$q_g = q_f \frac{n}{0{,}9}.$$

Die lebendigen Kräfte einer 1 m dicken Schichte eines Flußquerschnittes (K_f) und eines Gletscherquerschnittes (K_g) ergeben sich aus den Gleichungen

$$K_f = \frac{q_f v_f^2}{2g}, \quad K_g = \frac{q_g v_g^2\, 0{,}9}{2g}$$

und daraus folgt nach Einsetzung obiger Werte

$$K_f = n K_g.$$

Der Flüssigkeitsgrad des Gletschereises ist so gering, d. h. seine Kohäsion so groß, daß Materialien, welche auf seine Oberfläche herabgefallen sind, nicht einzusinken vermögen, und daraus ergibt sich die Möglichkeit, daß der Gletscher Materialien auf seinem Rücken zu verfrachten vermag, welcher Transport einem Verflößen gleicht. Alles auf die Gletscheroberfläche herabgefallene Gesteinsmaterial wandert, vom Gletscher getragen, mit diesem, ohne bei dieser Wanderung irgend welche Abnutzung zu erfahren. So, wie die Gesteinstrümmer auf den Gletscher gefallen sind, so werden sie von demselben schließlich abgelagert. Das sind die Oberflächenmoränen, welche meist auf Kosten der den Gletscher umrahmenden Berghänge entstehen. Sie erscheinen als Seitenmoränen am Fuße hoher Felswände, hier die Schutthalden ersetzend; sie treten als Mittelmoränen dort entgegen, wo zwei Gletscher mit Seitenmoränen sich vereinigt haben und zwei benachbarte Seitenmoränen daher zu einer einzigen Moräne verwuchsen, deren Verlauf im vereinigten Eisstrom dessen beide Bestandteile scheidet. Charakterisiert wird das Material derartiger Oberflächenmoränen durch dieselben Eigenschaften, wie die Trümmer in Schutthalden, und in der That sind sie auch nichts anderes als verschleppte Schutthalden.

Ein weiterer Gesteinstransport erfolgt unter dem Gletscher. Derselbe schiebt alle die an seinem Boden befindlichen Massen vor sich her, welche die Kohäsion des Eises nicht zu überwinden vermögen. Er preßt große lose Blöcke unwiderstehlich vorwärts und bricht selbst Aufragungen seines Bettes aus. Dieses Schieben erfolgt nicht vollkommen gleichmäßig. Wenn ein Felsblock auf dem Gletscherboden bewegt wird, bietet er verschiedenen Widerstand, je nach den Rauhigkeits- und Niveauverhältnissen der Unterlage. Seine untersten Partieen werden vielleicht durch ein Hindernis festgehalten, seine oberen hingegen bewahren die frühere Beweglichkeit. Unter dem Drucke der schiebenden Massen wird nun der Block gedreht und über das Hindernis hinweggewälzt. Hierbei nutzt er sowohl die ihm entgegentretende Unterlage ab, wie auch die Nachbarblöcke, mit denen er in Berührung kommt, er gräbt in beide seine Spuren in Form von Kritzen, Schrammen und Furchen ein und schabt dabei feine Partikel los.

Es werden die an der Gletschersohle bewegten Materialien im Gegensatze zu den oberflächlich verflößten unterwegs abgenutzt und erhalten eine äußerst charakteristische Gestalt. Ihre Ecken und Kanten werden allmählich abgestoßen, ihre Oberfläche dabei von den Nachbargeschieben in unregelmäßiger Weise kreuz und quer geschrammt und gekritzt, dann und wann aber auch, wenn sie eine Zeitlang festgefahren waren und das Eis ohne sie in Bewegung zu setzen, über sie hinweg gegangen, mit parallelen Schrammen bedeckt. Das sind die Scheuersteine oder gekritzten Geschiebe, welche für die Gletscherwirkung zwar sehr bezeichnend sind, in ähnlicher Ausbildung aber überall dort entgegentreten, wo einzelne Gesteinstrümmer in einer flüssigen Masse nebeneinander vorbeigleiten, z. B. in Murgängen und namentlich in sich setzenden thonigen Ablagerungen [1]. Neben diesen Scheuersteinen findet sich allenthalben das

---

[1]) Penck, Pseudoglaciale Erscheinungen. Ausland 1884. S. 641.

von ihnen abgeschabte Pulver als Imprägnation des umgebenden Eises. Alles dies an der Gletschersohle bewegte Material heißt Grundmoräne.

Der Name Grundmoräne rührt von Charles Martins[1]) her, welcher darunter eine mit Steinen gespickte, unter dem Gletscher vorwärts gepreßte Schlammschichte bezeichnete; thatsächlich handelt es sich aber, wie es A. Heim[2]) zuerst ausgesprochen hat und seit 1884 auch in den Ostalpen beobachtet worden ist[3]), um Gesteinstrümmer und Gesteinspulver, welche in die unterste Eisschichte eingebacken sind, so daß diese erdig erscheint, nur teilweise durchsichtig ist, was sich allerdings nur bei Temperaturen von unter 0° beobachten läßt, während bei höheren Temperaturen das Eis schmilzt und ein schlammiger Brei zurückbleibt. Ziemlich regelmäßig ist die Gletschersohle dort, wo sie nicht unmittelbar auf dem festen Grunde auflagert, gestriemt, und die einzelnen im Eise eingebackenen Steine befinden sich am oberen Ende von kleinen Furchen des Eises. Letzteres ist offenbar bei Passierung weiter oberhalb gelegener Stellen seiner Unterlage durch diese förmlich geschabt worden und die eingefrorenen Steine sind dabei vermöge des Widerstandes, den sie gefunden, im Eise gleichsam zurückgeschoben[4]).

Das Auftreten von Oberflächenmoränen ist von orographischen Umständen, nämlich dem Vorhandensein steiler, den Gletscher begrenzender Felswände abhängig; sie sind daher immer nur von örtlicher Entwickelung und fehlen z. B. allen Plateaugletschern sowie dem typischen Inlandeise. Die Grundmoränen sind hingegen allenthalben vorhanden; sie finden sich nicht bloß unter den mit Oberflächenschutt beladenen Gletschern der Schweiz, sondern auch unter den schuttfreien Eisströmen Skandinaviens und auch unter den großen Gletscherzungen des Inlandeises von Grönland[5]). Sehr häufig endlich besitzen kleine Hängegletscher beträchtliche Grundmoränen, während ihnen Oberflächenmoränen fehlen.

---

[1]) Revue des deux mondes. 1847. I. p. 704.

[2]) Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885. S. 350.

[3]) Vergl. auch Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abhandl. Wien. I. 1. 1886. S. 9.

[4]) Penck, Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. XII. 1885. S. 263. — Spencer, Glacial Erosion in Norway. Geolog. Mag. (3). VI. 1889. p. 28.

[5]) Mohn und Nansen, E.-H. 105. P. M.

Von den kleinen Pyrenäengletschern, deren Aehnlichkeit mit den Hängegletschern der Ostalpen Diener[1]) mit Recht hervorhebt, ist dies durch Trutat bekannt geworden; aber es ist nicht bloß scheinbar, wie Diener annimmt, daß manche ostalpinen Gletscher keine Oberflächenmoränen besitzen. So entbehrt z. B. der Stampflkees im Zillerthale, dessen 4—5 m mächtige Grundmoräne Brückner[2]) erwähnte, gänzlich des Oberflächenschuttes, was nicht überraschen kann, wenn man sieht, daß sich über diesen 215 ha messenden Gletscher kaum eine Felsfläche von 25 ha erhebt. Gleiches gilt von den Gletschern der Sonnblickgruppe in den Hohen Tauern.

Der Ursprung des in der Grundmoräne bewegten Materials kann sowohl über als auch unter dem Gletscher gesucht werden. In den zahlreichen Spalten, welche im Gletscher aufreißen, können Trümmer von der Eisoberfläche zu Boden fallen und sich der Grundmoräne beigesellen; namentlich aber kann der Oberflächenschutt eines Gletschers, welcher bis zum Gletscherende transportiert und hier als Endmoräne abgelagert worden ist, beim Vorschreiten des Eises unter dasselbe geraten. Diese Anschauung könnte die Entstehung des Grundmoränenmaterials unter Gletschern mit Oberflächenmoränen erklären. Da aber letztere häufig fehlen, die Grundmoränen aber immer vorhanden sind, so kann jene Annahme nicht allgemein zutreffend sein.

Es gelangt nicht bloß Material von der Gletscheroberfläche zum Boden, sondern nicht selten auch Grundmoränenmaterial auf die Oberfläche, so daß manche Oberflächenmoränen gänzlich aus Grundmoränenschutt bestehen. Es tragen manche der größeren norwegischen Gletscher die Grundmoränen kleiner[3]) auf sie herabgefallener Gletscher, und an den Zungen zusammengesetzter Gletscher taut gelegentlich die zwischen den einzelnen Bestandteilen gelagerte Grundmoräne aus[4]), so daß wohl wert ist, zu untersuchen, wie oft die Grundmoräne zur Oberflächenmoräne wird.

In der Regel liegt der Ursprung des Grundmoränenmateriales unter dem Gletscher und zwar rührt es teil-

---

[1]) Der Pic de Néthou der Maladettagruppe. Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. XVIII. 1887. S. 397 (400).

[2]) Die Vergletscherung des Salzachgebietes etc. S. 9.

[3]) Penck, Die Gletscher Norwegens. Mitteil. d. Vereins f. Erdkunde. Leipzig. 1879. S. 28.

[4]) Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes. S. 25.

weise von hier bereits vorhandenem ausgeschürften lockeren Materiale her, teilweise aber ist es durch die Gletscherthätigkeit selbst losgelöst worden. Die ausschürfende Thätigkeit kann man gelegentlich bei Gletschern wahrnehmen, welche über loses Erdreich hinweggehen. Sie schieben die Rasendecke zusammen, legen sie in Falten und pflügen den lockeren Boden förmlich auf. Bestünde die Gletschererosion lediglich in einem solchen Ausschürfen, so müßte sich im Laufe der Zeit die Quelle für das Grundmoränenmaterial erschöpfen und diese müßte bei alten Gletschern fehlen. Ihr universelles Vorhandensein weist daher auf eine stetige Gletschererosion des festen Felsgrundes hin. Diese besteht teils in einem allerdings wohl sehr geringfügigen Abnutzen des Untergrundes durch das sich bewegende Eis [1]), teils in dem Abschleifen und Abschürfen des Untergrundes mit Hilfe des Grundmoränenmateriales, teils in einem Ausbrechen kleinerer oder größerer Fragmente, wobei ihr eine subglaciale Verwitterung vorarbeitet. In ihren unteren Partieen mit groben und feinen Trümmern imprägniert, gehen sie wie eine Feile über ihren Untergrund hinweg. Sie schrammen den Felsen mit größeren Steinen, sie kritzen ihn mit feineren, und der sie durchdringende Schlamm wirkt polierend. So entsteht Politur und Schrammung der Unterlage zugleich. Die Schrammen verraten deutlichst die Bewegungsrichtung des Eises, und hie und da ist es in alten Gletschergebieten zur Ausfurchung von fast mannstiefen Einschnitten gekommen [2]). Das Ausbrechen aus dem Untergrunde wird begünstigt durch die Mächtigkeit des Eises und den gewaltigen Druck, den es auf seine Unterlage ausübt; denn je höher der Druck ist, welcher auf einem Gesteine lastet, desto mehr wird dessen Gefüge gelockert, was bekanntlich zu einer

---

[1]) A. Böhm, Bodengestaltende Wirkungen der Eiszeit. Schriften d. Vereins z. Verbr. naturw. Kenntnisse Wien. XXXI. 1890/91. S. 477.

[2]) T. C. Chamberlin, The rock scorings of the great Ice-invasions. VIIth. Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1885/86. p. 155.

förmlichen Zerquetschung führen kann. Dieser Vorgang wird. unterstützt durch subglaciale Verwitterung. Die Erdwärme erhält, wie Schiötz[1]) gelehrt, die Temperatur an der Sohle großer Gletscher auf wenig über 0°, so daß hier ein konstantes Schmelzen des Eises von statten geht, durch welches die Gletscherbäche auch im Winter gespeist werden. An der Gletschersohle kann es daher infolge der bei der Gletscherbewegung unvermeidlichen häufigen Druckänderungen leicht zum Schmelzen des Eises und zum Wiedergefrieren des Wassers kommen. Ein solches häufiges Tauen und Wiedergefrieren bewirkt nun aber nach Helland und Lorange[2]) ein Auflockern des Gesteinsgefüges unter dem Gletscher sowie, wie Blümcke und Finsterwalder[3]) zeigten, ein umfangreiches Absprengen von feinen staubigen Partikeln, sowie bei größerer Durchfeuchtung jedenfalls ein Absplittern des Felsens; ganz ebenso wie es subaëril erfolgt. Dabei mögen auch feine Risse, welche in dem hohen Drucke ausgesetzten Gesteine entstehen, allmählich erweitert werden.

Auf jüngst vom Eise verlassenen felsigen Böden kann man deutlich die verschiedenen Arten der Gletschererosion erkennen. Ausgedehnte Flächen sind glatt abgeschliffen, geschrammt und poliert; daneben sieht man, wie Baltzer[4]) betonte, ausgesplitterte Stellen, welche sich in der Regel an brüchigere Gesteinspartieen knüpfen, sowie große, aus dem Gletscherboden ausgebrochene Stücke.

---

[1]) Das Schmelzen des Binneneises. Christiania Vidensk.-Selsk. Forhegr. 1891. Nr. 6.

[2]) A. Helland, Om Botner og Säkkedale samt deres Betydning for Theorier om Dalenes Dannelse. Geolog. För. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 286, 342.

[3]) Zur Frage der Gletschererosion. Sitz.-Ber. der math.-phys. Klasse. Akad. München. 1890. XX. S. 435. — Finsterwalder, Wie erodieren die Gletscher? Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1891. S. 75.

[4]) L'action érosive du glacier. Compte rendu des travaux de la Soc. helvétique des Sc. natur. 1892. p. 77. (Arch. Sc. phys. et natur. 1892.)

Solche wurden 1885 auf der Uebergossenen Alm[1]) gesehen, seither sind weitere Beobachtungen von Brückner[2]) und Baltzer[1]) mitgeteilt und am Vogelmaier-Ochsenkarkees am Sonnblick wiederholt worden. Dieser Gletscher hat sich in den letzten 30 Jahren um 200—300 m zurückgezogen. Der eisfrei gewordene Boden wird von einem 30—40 m breiten Streifen von Hornblendeschiefer durchsetzt; derselbe ist deutlich geschrammt und mit großen, oft mehrere Kubikmeter messenden gekritzten Gneisblöcken überstreut, welche der Gletscher herbeiführte. An einigen Stellen ist die geschrammte Fläche jedoch ausgebrochen, und unterhalb dieser Stellen finden sich auch lose, einseitig abgehobelte Blöcke des Hornblendeschiefers neben den übrigen Materialien der Grundmoräne. Entsprechende Erscheinungen sieht man auch in den Ausräumungsgebieten eiszeitlicher Gletscher. Die vom Eise geglätteten und polierten Rundhöcker brechen mehrfach an Klüften jäh ab, und die geschrammte Fläche setzt sich dann in tieferem Niveau fort, so daß es den Anschein gewinnt, als ob die Rundhöcker nachträglich längs Verwerfungen verschoben worden wären, wie Reyer[3]) und Hult[4]) annehmen.

Während das Material der Oberflächenmoräne entsprechend dem Oberflächengefälle des Eises lediglich bergab verfrachtet wird, kann jenes der Grundmoräne auch aufwärts geschoben werden, und zwar an allen jenen Stellen, wo der Gletscher sich über eine sein Bett durchsetzende Schwelle bewegt. Man kann dies häufig genug an Enden rezenter Gletscher wahrnehmen, welche sich über Felsriegel erstrecken und auf demselben ihre Grundmoräne aufwärts pressen. Ausgezeichnete Beispiele dieser Art sind aus zahlreichen alten Gletschergebieten bekannt[5]). Es wandert die Grundmoräne mit der Gletschersohle auf und ab, und soweit letztere aufsteigende Bewegungen auszuführen vermag, kann auch der in ihr eingefrorene Schutt aufwärts verschleppt werden. Dadurch

---

[1]) Penck, Zeitschrift d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. XVI. 1885. S. 261.

[2]) Vergletscherung des Salzachgebietes S. 11.

[3]) Zwei Profile durch die Sierra Nevada. Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. IV. Beil.-Band. S. 320.

[4]) Lojo-bäckenets bildning. Bidrag till Kännedom af Finlands natur och folk. XLV. 1887.

[5]) Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 203. — Glaciale Bodengestaltung. Das Ausland 1882. S. 348, 371.

aber ist den Gletschern die Fähigkeit verliehen, in ihrem Bette größere Wannen auszuräumen.

Neben den Grund- und Oberflächenmoränen findet Holst am grönländischen Inlandeise auch Innenmoränen[1]), welche aus eckigem, mitten im Eise eingefrorenen Gesteinsschutt bestehen; derselbe wittert beim Abschmelzen des Gletschers aus und wird dann zur Oberflächenmoräne. Holst leitet diese Innenmoräne von im Eise sich erhebenden Felsrücken her, welche der Gletscher nach und nach abschabt und deren Trümmer dann im Niveau des Rückens im Eise fortgeschleppt werden. Auch viele Oberflächenmoränen alpiner Gletscher werden erst am unteren Gletscherende sichtbar, indem sie aus dem Eise austauen. Ihr Material wurde im Firnfelde gleichzeitig mit den Firnschichten abgelagert, aus welchen der Gletscher hervorgeht, sie erscheinen daher mitten in letzterem. Auch Geröll-, Sand- und Schlammlager finden sich da und dort im Eise. Dieselben geben bei der Ablation des letzteren zur Bildung sehr auffälliger schuttbedeckter Eiskegel Anlaß. Derartige Lager rühren offenbar von einzelnen Wasseradern her, welche sich im Eise nach dem Gesetze der Bewegung in kommunizierenden Röhren bewegen und dabei gelegentlich Material der Grundmoräne mit sich im Eise aufwärts spülen können. Daß letzteres die Quelle für jenes Material ist, erhellt aus seltenen gekritzten Geschieben, die es enthält.

c) Ablagerungen durch Gletscher.

Das vom Gletscher bewegte Moränenmaterial wird in der Regel bis zum Gletscherende verfrachtet. Hier, wo das Eis schmilzt, bleibt es liegen, da die entstehenden Wassermassen in der Regel nicht genügen, um es fortzutransportieren, und es häuft sich nach und nach zu einem das Gletscherende umziehenden Walle, der Endmoräne, an. Dieselbe begleitet als Ufermoräne die Längsflanken der Gletscherzunge selbst bis über die klimatische Schneegrenze hinauf und wird speziell am Ende der Zunge Stirnmoräne genannt. Grund- und Oberflächenmaterial treffen sich in der Endmoräne und kommen in derselben wirr und regellos zur Ablagerung, jede Ver-

[1]) Berättelse om en i geologiskt syfte företagen resa till Grönland. Sverig. geol. unders. Afhandlgar. Ser. C. No. 81. Stockholm 1886.

änderung im Stande des Gletschers bringt Verschiebungen der ganzen Masse hervor.

Die am Gletscherende oberflächlich entstehenden Schmelzwasser bemächtigen sich eines Teiles des Oberflächenschuttes, und in den Gletschermühlen in die Tiefe stürzend, strudeln sie im Gletscherboden hie und da Riesenkessel aus, gesellen sich dann zu den unter dem Eise entstandenen Schmelzwässern und spülen mit diesen einen Teil des Grundmoränenschlammes aus. Der Verlauf dieser subglacialen Wasserbetten ist kein fester, dieselben werden häufig durch das Eis versperrt oder verdrängt, so daß in der mannigfaltigsten Weise Grundmoränen und Subglacialschotterbildungen nebeneinander zur Ablagerung gelangen und überdies der Gletscherboden sowohl vom Eise als auch vom rinnenden Wasser ausgestaltet wird. Der Grundmoränenschlamm verleiht den Gletscherwassern eine auffällige Trübung, welche um so stärker ist, je reichlichere Wasser aus dem Eise entstehen, und welche dementsprechend starke Schwankungen zeigt.

Es geht dies aus den Untersuchungen von Duparc[1]) in der Montblancgruppe hervor. Nach demselben war Anfang August der Schlammgehalt des Abflusses vom

	1890	1891
Tourgletscher . . .	243 g	31 g in 1 cbm
Argentièregletscher .	535 „	139 „ „ „
Mer de Glace . . .	483 „	452 „ „ „
Bossonsgletscher . .	2287 „	325 „ „ „
Mittel	887 g	237 g in 1 cbm

In Norwegen fand P. A. Öyen[2]) am 28. Juli 1891 in der Visa 547 g, tags darauf nur 36 g Schlamm in 1 cbm.

Die Schlammmenge der Gletscherbäche erscheint gleichwohl im Vergleiche zu der anderer Flüsse ziemlich bedeutend, wie folgende Zusammenstellung lehrt:

---

[1]) Variations dans la quantité d'alluvion charriée dans les torrents glaciaires. Arch. Sc. phys. et nat. (3). XXVI. 1891. p. 531.

[2]) Slammängden i bräelve. Naturen. Kristiania. XVII. 1893. p. 340.

	Gramm in 1 cbm
4 Gletscher der Montblancgruppe . .	237—887
Unteraargletscher [1]	132
Memuruelv in Norwegen (Öyen) . .	1391
7 Norwegische Gletscher [2].	Mittel 148
10 Grönländische Gletscher [3]. . . .	Mittel 634
Isländische Gletscher [4]	Mittel 975
Isortok-Gletscher, Grönland [5] . . .	912 / 974
Nassugtokgletscher, Grönland [5] . . .	207

Die jahreszeitlichen Schwankungen ihres Schlammgehaltes sind noch nicht näher untersucht und sind lediglich von einigen vornehmlich von Gletschern gespeisten Alpenflüssen bekannt. Dieselben sind im Sommer nicht schlamm- und wasserreicher als im Winter, ihr Gehalt an gelösten Substanzen ist ein ziemlich konstanter, wie die Tabelle auf S. 404 lehrt.

Mehrfach ist die Abtragung einzelner Gletschergebiete berechnet worden, welche durch die Schlammführung von deren Bächen bewirkt wird. Nach Öyen ist die jährliche Abtragung:

	Mikromillimeter
Vatnajökull, Island	647
Justedalsbräen, Norwegen . . .	79
Galdhötindgegend	54

Hiernach ist die durchschnittliche Abtragung der Gletschergebiete durch die Schlammführung der Gletscherbäche größer als die der Flußgebiete der gleichen Breite, und zwar ist sie um so beträchtlicher, je größer das Gletschergebiet ist.

Auch ein Teil des gröberen, vom Eise bewegten Geschiebes wird von den Gletscherbächen fortgerollt; ein namhafter Rest aber bleibt stets als Endmoräne oder als Ueberkleidung des Gletscherbodens zurück. Das fließende Wasser ist durchschnittlich nicht in der Lage, die von einer äquivalenten Eismenge herbeigeführten Gesteinstrümmer fortzuschaffen, woraus deutlich die Ueberlegenheit

[1] Dollfus-Ausset, Matériaux pour l'étude des glaciers. I. Paris 1864. p. 276.

[2] Helland, Om Gehalten af Slam i Bräelvg. Geolog. För. Förh. Stockholm. II. 1874/75. p. 204.

[3] Helland, Om de isfyldte Fjorde i Nordgrönland. Nyt Archiv f. Naturv. I.

[4] Helland, Om Islands Jökler og om Jökelelvenes Vandmängde og Slamgehalt. Arch. f. Math. og Naturv. 1882. p. 200 (220).

[5] Jensen, Meddelelser om Grönland. 1881. Heft 2. S. 145.

	Rhone [1]) oberhalb des Genfersees			Arve [2]) bei Genf		
	Gelöste Substanz.	Schlammgehalt		Schlammgehalt		Gelöste Substanz.
	Gramm in 1 cbm	Gramm in 1 cbm	Tausend Tonnen	Gramm in 1 cbm	Tausend Tonnen	Tausend Tonnen
Januar . .	230	65	8,0	334	27,0	20,7
Februar . .	230	80	7,3	5	0,1	7,6
März . . .	250	164	24,1	46	2,1	12,0
April . . .	255	590	127,0	94	9,3	23,0
Mai . . .	250	1525	605,3	253	48,2	36,8
Juni . . .	230	1520	1013,5	815	187,4	41,1
Juli . . .	215	1570	1392,8	358	88,6	49,6
August . .	190	230	128,6	670	221,1	51,5
September .	180	400	124,4	114	20,9	41,1
Oktober . .	185	1050	321,4	—	—	—
November .	192	150	28,5	45	5,9	36,1
Dezember .	—	—	—	46	0,6	11,4
11 Monate .	216	974	3780,0	387	611,2	330,9
Jahr . . .	—	—	3790,0	—	620	360

der transportierenden Thätigkeit der Gletscher gegenüber jener der Flüsse erhellt. Ferner pflegen die Gletscherflüsse viele der ergriffenen Geschiebe immer nur eine kurze Strecke weit fortzurollen und sie dann liegen zu lassen. Namentlich tritt dies bei Gletschern hervor, welche sich auf verhältnismäßig ebenes Land erstrecken. Vor ihren Enden häufen die ihnen entströmenden Wasser breite Schotterflächen an, welche in Island Sandr[3]) genannt werden und welche vor den Enden der meisten diluvialen

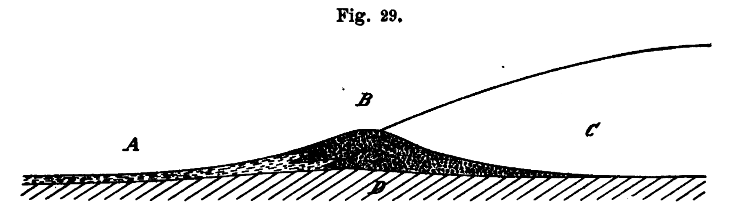
[1]) Ein- bis zweimalige Messungen monatlich 1886. Vergl. F. A. Forel, Le ravin sous-lacustre du Rhône dans le Léman. Bull. Soc. vaud. d. Sc. nat. XXIII. 1887.

[2]) Tägliche Messungen 1890. Baëff, Les eaux de l'Arve. Genf 1891.

[3]) K. Keilhack, Beiträge zur Geologie der Insel Island. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1886. S. 376 (444). — Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialbildungen. Jahrb. d. kgl. preuß. geolog. Landesanstalt 1883. S. 159.

Eisströme gefunden wurden. Durch allmähliche Ablagerung dieser Sandr wächst das vor dem Gletscherende gelegene Land allmählich über die Sohle des Eises empor; schwindet dieses, so erscheint, wie Fig. 29 zeigt, das Gletscherbett umrandet von der höher ansteigenden Endmoräne, deren Fortsetzung an den Längsseiten der Gletscher Ufermoräne heißt und außerhalb welcher die Sandrflächen hoch über der Gletschersohle beginnen, um sich nach außen rasch abzudachen. Diese verhältnismäßig steil abfallenden Schotterflächen nannte Du Pasquier [1]) Uebergangskegel.

Fig. 29.



Normalprofil durch ein Gletscherende.

A Uebergangskegel. *B* Endmoräne verzahnt mit dem Uebergangskegel. *C* Gletscher über der zentralen Depression lagernd. *D* Unterlage des Gletschers und seiner Ablagerungen.

Nur bei wenigen Gletschern kommt es nicht unmittelbar zur Ablagerung der herbeigeführten Materialien. Gletscher, welche ins Meer münden und, durch den Wasserdruck gehoben, sich in einzelne Eisberge auflösen, zeigen an ihren Enden keine sehr auffälligen Ablagerungen; ihr Grundschutt, sowie ihre Oberflächenmoränen, soweit letztere vorhanden sind, werden mit den Eisbergen weiter verfrachtet und durch dieselben über weite Meeresräume ausgebreitet, wo ihre Bestandteile als Fremdlinge zwischen den marinen Bildungen entgegentreten, ohne eine charakteristische Oberflächenform zu bilden. Auch an sehr steilen

---

[1]) Ueber die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXXI. 1891. S. 27.

Hängen endende Gletscher pflegen sich nicht mit den Anhäufungen der herbeigeführten Trümmer zu umranden, vielmehr rollen dieselben abwärts und bilden unter dem Gletscher Schutthalden.

Die Ablagerungen am Gletscherende werden wesentlich durch den wechselnden Stand des Gletschers beeinflußt. Schreitet das Gletscherende vorwärts, was im allgemeinen langsamer als das Fließen des Gletschers geschieht, so schiebt sich das Eis über die entstandene Endmoräne und den aufgeschütteten Sandr hinweg und erodiert beide. Zugleich kommt es während des Vorschreitens nicht zur Bildung der Endmoräne; der zu Boden fallende Oberflächenschutt wird vom Eise überdeckt und zur Grundmoräne gesellt, welch letztere in diesem Fall aus der Oberflächen- und Endmoräne, sowie aus den Anschwemmungen des Gletscherbaches ihr Material bezieht. Auch beim schnellen Rückschreiten des Gletschers kommt es nicht zur Bildung einer Endmoräne. Das Grund- und Oberflächenmaterial der abgeschmolzenen Zunge bleibt als eine Decke über dem eisfrei gewordenen Gletscherboden liegen, nur hie und da Anhäufungen bildend, wo solche teils auf der Eisoberfläche, teils im Innern, teils an der Sohle des Eises vorhanden waren. Als langgedehnte Schuttdämme bleiben die Seiten- und Mittelmoränen zurück. Sand- und Gerölldämme, welche hie und da vor isländischen Gletschern angetroffen wurden, scheinen von Geröllbildungen in Spalten und Klüften des Gletschers herzurühren und den Ooser (Åsar) Schwedens zu entsprechen; endlich stellen linsenförmige Hügel von Grundmoränenmaterial, die Drumlins amerikanischer Geologen, subglacial abgelagerte Grundmoränenpartieen dar. Geschieht der Gletscherrückzug schrittweise, so entspricht jeder Pause im Rückzuge ein Endmoränenwall. Die einzelnen Endmoränenwälle drängen sich gelegentlich dicht zusammen, hier miteinander verwachsend, dort durch thalähnliche Zwischenräume voneinander getrennt, vielfach abflußlose Wannen zwischen sich einschließend. Das ist die Moränenlandschaft.

d) Erosion durch Gletscher.

Beschränkt sich die anhäufende Thätigkeit der Gletscher im wesentlichen auf das Gletscherende, so erscheint nahezu die ganze vom Eise bedeckte Fläche als Erosionsgebiet und die Gletschererosion erstreckt sich bis dicht an den Rand des Eises. Die hier abgelagerte Endmoräne begrenzt daher in der Regel eine Fläche glacialer Erosion, ein Gebiet, welches, sofern es felsig ist, über und über mit Gletscherschliffen bedeckt ist. Dabei zeigt der Fels eine charakteristische Zurundung. Er bildet Buckel, welche nach dem Eise hin sich sanft abdachen, von diesem weg steil abfallen. Die sanfte Böschung oder Stoßseite ist mit ansteigenden Schrammen bedeckt, der steile Abfall, die Leeseite, zeigt Abbruchflächen des Gesteines. Das sind die Rundhöcker oder Roches moutonées. Zwischen diesen Erhabenheiten des Bodens finden sich in der Regel flache, wannenförmige Vertiefungen, die bis zum Grunde ausgeschliffen sind.

Die Beschaffenheit eines ausgeschliffenen Gletscherbodens war 1891 ganz ausgezeichnet am unteren Grindelwaldgletscher zu sehen. Derselbe hat sich in den fünfziger Jahren bis in das Grindelwalder Thal erstreckt, 1891 endete er einige Hundert Meter weiter oberhalb, 300 m höher, und zwei Felsterrassen in 1100 und 1200 m Höhe waren eisfrei geworden. Der nach Norden gerichtete Abfall beider war von Abbruchformen gebildet, ihre Höhe war abgeschliffen, mit zahlreichen Rundbuckeln bedeckt, von denen ein jeder Stoß- und Leeseite erkennen ließ. Zwischen den Rundbuckeln erstreckten sich mehrere flache Felswannen, die teilweise mit Wasser erfüllt waren. Eine solche maß 8 m Breite, 13 m Länge und 1 m Tiefe. Sie war bis zum Grunde ausgeschliffen. Beide Felsstufen werden von der tiefen Schlucht der Lütschine durchschnitten, deren Gehänge in den oberen Partieen großartige Gletscherschliffe und große ausgeschliffene Furchen erkennen ließen. Hier zeigten sich auch die charakteristischen Merkmale der splitternden Gletschererosion. Ein ähnliches Feld glacialer Erosion stellt das 600 m hohe Plateau zwischen dem kleinen Karajak- und dem Sermilikfjord in Grönland dar[1].

Die Neigung der einzelnen Gesteine zur Rundhöckerbildung ist ziemlich verschieden. Weichere Schichten, Mergel und merge-

[1] E. v. Drygalski, Grönlands Gletscher- und Inlandeis. Z. G. f. E. XXVII. 1892. S. 1 (6).

lige Kalksteine weisen auf dem Gletschergrunde flache Unebenheiten auf, dasselbe gilt von vielen Sandsteinen; die Gesteine der Gneis- und Granitreihe sind die bevorzugten Träger von Rundhöckern. Die Gebrüder Schlagintweit[1]) bringen dieselben mit einer primären Neigung jener Gesteine zu schalenförmiger Absonderung in Beziehung, während v. Drygalski die Ablösung einzelner Schalen als eine Desquamationserscheinung, nämlich als Ablösung durch Temperaturwechsel, deutet. In der That findet man nicht selten Rundhöcker auch auf Gesteinen ohne schalige, aber mit polyedrischer Klüftung, welche namentlich an der Leeseite der Höcker scharf hervortritt und deren Verlauf bestimmt. Einschlägige Beobachtungen konnten namentlich auf der Rundhöckerlandschaft gemacht werden, die sich unterhalb des Zufallferners unweit der Dresdener Hütte im Ortlergebiete erstreckt. Man gewinnt hier wie auch an anderen Orten den Eindruck, als ob die Rundhöcker nichts anderes seien, als von Clivageflächen begrenzte Gesteinspolyeder, welche oberflächlich abgeschürft sind und welche deswegen Aufragungen bilden, weil ihre Nachbarn ausgebrochen sind, so daß man im Rundhöcker einen Zeugen von der abschleifenden und ausbrechenden Thätigkeit des Eises hätte, welch letztere sich überdies an vielfachen Unterbrechungen der geschliffenen Bodenfläche offenbart.

Steigt das vom Gletscher bedeckte Gebiet nur sanft an, so liegt die von den Endmoränen umgebene Fläche glacialer Erosion nicht selten tiefer als ihre gesamte Umgebung und bildet eine Wanne, Zentraldepression[2]) genannt (vergl. Fig. 29, S. 405); bei steiler ansteigender Grundfläche des Gletschers, und dies ist bei der Mehrzahl der gegenwärtigen Eisströme der Fall, kommt diese orographische tiefere Lage nicht zum Ausdrucke.

Die Gesetze, welche die örtliche Entwickelung der glacialen Erosion regeln, sind noch nicht bekannt. Mutmaßlich sind sie analog denen, nach welchen das rinnende Wasser erodiert, und werden bestimmt durch die Intensität der erodierenden Kraft und die Größe des jeweiligen Widerstandes. Setzt man die erodierende Kraft der zwischen zwei Querschnitten gelegenen Masse proportional dessen lebendiger Kraft, so nimmt, gleiche Be-

---

[1]) Neue Untersuchungen über die physikalische Geographie und Geologie der Alpen. Leipzig 1854.

[2]) Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882. S. 123.

wegungsgeschwindigkeit vorausgesetzt, die Erosion so lange zu, als die Dicke des Gletschers wächst, also bei Thalgletschern bis dahin, wo sie aus der Schneegrenze heraustreten. Sonst wechselt sie mit deren Geschwindigkeit, ist also bei Thalgletschern in Engen größer als in Weitungen, während bei einem Inlandeise, dessen Mächtigkeit nach der Peripherie zwar abnimmt, dessen Geschwindigkeit aber zunimmt, die erodierende Wirkung unfern des Randes am größten sein sollte. Der Widerstand gegen die Erosion wechselt mit dem petrographischen Charakter des Gletscherbettes, namentlich aber mit der Tiefe, bis zu welcher die Verwitterung vorgedrungen ist. Bei der im Vergleiche zum fließenden Wasser immer großen Mächtigkeit der Gletscher kann eine Auskolkung von Wannen im Gletscherbette an Stellen gesteigerter Erosionskraft oder geringsten Widerstandes in bedeutendem Umfange stattfinden.

Ueber keine der auf der Erdoberfläche wirkenden Kräfte gehen hinsichtlich der bodengestaltenden Thätigkeit die Meinungen mehr auseinander, als über die Gletscher. Als man im vorigen Jahrhundert die Eisgebirge der Schweiz näher kennen lernte, verknüpfte man mit denselben die Vorstellung, daß unter dem Eise und durch dasselbe die Berge vor Zerstörung gesichert seien; schon J. A. de Luc[1]) schrieb den Gletschern eine konservierende Wirkung zu, und dies ist auch die Ansicht einer großen Anzahl jetzt lebender Forscher. Viel später erst gelangten Physiker und Geologen zur gegenteiligen Anschauung. G. Bischof[2]) verglich 1837 den Gletscher mit einem Hobel von ungewöhnlicher Wirkung und hat immer auf die große mechanische Gletschererosion hingewiesen. Auf Grund des Studiums der Werke eiszeitlicher Gletscher nahmen G. de Mortillet[3]), A. C. Ramsay[4]), Murphy[5]), Robert Brown[6]), ferner der Physiker

---

[1]) Lettres physiques et morales. 1779. II. S. 96, 99.

[2]) Die Wärmelehre des Inneren unseres Erdkörpers. Leipzig 1837. S. 132.

[3]) Note géologique sur Palazzolo et le lac d'Iséo en Lombardie. Bull. Soc. géolog. de France. (2). XVI. 1858/59. p. 88.

[4]) On the Glacial Origin of certain Lakes in Switzerland. Quart. Journ. geolog. Soc. London. XVIII. 1862. p. 185.

[5]) Quart. Journ. Geolog. Soc. XXV. 1869. p. 354.

[6]) On the Formation of Fjords, Cañons, Benches, Prairies and Intermittent Rivers. J. R. G. S. 1869. XXXIX. p. 121. Die Ansicht Browns datiert von 1861; vergl. Remarks on the Formation of Fjords and Cañons. Ebenda. 1871. XLI. p. 348.

Tyndall[1]), sowie auf Grund seiner Beobachtungen in Grönland Nansen[2]) eine beträchtliche erodierende Thätigkeit der Gletscher an, welche Annahme gleichfalls zahlreiche Anhänger gewonnen hat. Beide Theorieen stehen sich vielfach schroff gegenüber, wie mehrfache Zusammenstellungen zeigen[3]). In neuester Zeit befestigt sich jedoch die Ansicht, daß die Gletscher nirgends absolut wirkungslos über das Land hinweggehen, sondern dasselbe überall abnutzen[4]), so daß sich die Meinungsverschiedenheit auf den Grad der Erosionsfähigkeit der Eisströme beschränkt.

e) Massentransporte durch Schnee.

Die Gletscher sind die Hauptabflußadern der sich ununterbrochen anhäufenden Schneemassen, welche nicht durch Abschmelzen verringert werden. Jener Anhäufung wird aber auch dadurch vorgebeugt, daß auf geneigter Unterlage die Schneemassen als solche in Bewegung kommen. Alle solche sich bewegenden Schneemassen heißen Lawinen oder Lahnen. Man unterscheidet[5]) Staublawinen oder Windlahnen, nämlich Neuschnee, welcher auf einer gefrorenen Kruste alten Schnees abgleitet, und Grundlawinen oder Grundlahnen, welche auf der Erdoberfläche abgleiten. Die Staublawinen entstehen meist nach ruhigem Fall von Neuschnee auf altem Schnee, in den Alpen also während des Spätwinters oder zeitigen Frühlings. Die Grundlahnen ereignen sich gewöhnlich zur Zeit der Schneeschmelze, wenn die Basis der Schneedecke von Schmelzwassern durchfeuchtet wird, also im Spätfrühling oder Frühsommer. In beiden Fällen beginnt die Schneebewegung mit einem einfachen Rutschen, als

---

[1]) On the Conformation of the Alps. Phil. Mag. (4). XXIV. 1862. p. 169. (4). XXVII. 1864. p. 255. — Hours of Exercise in the Alps. 238. 247.

[2]) Wissenschaftliche Ergebnisse. E.-H. 105. P. M. S. 59.

[3]) Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 370. — A. Heim, Handbuch der Gletscherkunde. 1885. — Douglas W. Freshfield, A note on the conservative Action of Glaciers. P. R. G. S. 1888. p. 779—789.

[4]) Bonney, Do Glaciers excavate? Geogr. Journ. I. 1893. p. 481.

[5]) Coaz, Die Lauinen der Schweizeralpen. Bern 1881. Vergl. auch Pernter, Eine Winterexpedition auf den Hohen Sonnblick. Mitteil. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins. 1888. S. 137 (138).

sogenannter Schneeschlipf. Dabei geraten aber die Schneemassen alsbald ins Rollen und strömen in Gestalt einzelner Ballen am Gehänge abwärts. Am raschesten ist diese Bewegung bei den Staublawinen; so ging z. B. am 25. Februar 1879 eine Lawine am Dobratsch in Kärnten ab, welche Bleiberg verheerte und in einer sehr kurzen Zeit, wenn auch unmöglich, wie angegeben [1]), in 10 Sekunden eine 2500 m lange Strecke durchmaß. Ein heftiger Windstoß ist die Folge dieser raschen Bewegung und derselbe kann beträchtliche Veränderungen in der Umgebung hervorrufen, er knickt Bäume, schleudert ganze Stämme und gewiß auch Gesteinsblöcke fort. Die fortrollende Lawine schiebt alle Hindernisse vor sich her, Bäume, Steine und Erdreich, und zwar um so mehr, je mehr sie sich auf dem Boden bewegt. Die Grundlawinen sind aus diesem Grunde viel zerstörender als die Staublawinen. Im Lawinenkegel kommt der Schnee samt allem Mitgeführten wieder zur Ablagerung. „Merkwürdig anzuschauen ist der Rücklaß von derlei Lawinenrissen, besonders wenn sie ganze Waldstreifen mitgeführt haben. Die Phantasie vermag sich kein Bild zu entwerfen von der imposanten Verwirrung, in welcher dort die vielfach gebrochenen und zersplitterten Baumstämme mit Felsblöcken, Schutt und Rasen verkreuzt sind“ [2]). Besonders verderblich werden die Lawinenkegel dann, wenn sie sich als Dämme vor Flüsse lagern; sie stauen die letzteren auf und veranlassen sie gelegentlich, sich einen neuen Ausweg zu suchen. So gingen im Winter 1878 mehrere große Lawinen im Schneegraben gegen das Koppenthal im Salzkammergute ab, welche die Traun dermaßen aufstauten, daß sich dieselbe im Eisenbahnkörper ein neues Bett einriß. Das Volumen des Lawinenkegels wurde auf 470 000 cbm veranschlagt [3]).

---

[1]) Seeland, Der Lawinensturz zu Bleiberg. Carinthia 1879. S. 113.

[2]) Jos. Wessely, Die österreichischen Alpenländer und ihre Forste. Wien 1853. S. 59.

[3]) M. Morawitz, Von Schneelawinen. Zeitschr. d. österr. Ing.- u. Arch.-Vereins. XXXI. 1879.

Lawinen lösen sich an manchen Stellen ganz regelmäßig los und schlagen bestimmte Bahnen ein, die in den Ostalpen Lahngänge genannt werden. Coaz [1]) hat deren im Gotthardgebiete allein 530 auf 325 qkm nachgewiesen. Diese Lahngänge erfahren durch die regelmäßig wiederkehrenden Lawinen eine charakteristische Ausgestaltung, sie werden durch dieselben breit ausgefurcht; das Aufkommen des Waldes wird in ihnen gehindert.

Der Höttinger Graben nördlich Innsbruck ist ein öfters aufgesuchter Lahngang. Anfang April 1892, als am Gehänge die Schneegrenze bis 1200 m zurückgegangen war, reichten Reste frischer Lawinen, welche vollgespickt mit Steinen waren, bis 700 m Höhe herab. An den Ufern war der unter dem Schnee gelegene Rasen abgeschliffen und tiefe parallele Furchen waren in denselben durch einzelne vorbeipassierende Steine eingegraben. In die einzelnen Lawinen hatten jüngere neue Bahnen eingerissen, welche sich durch steile Schneewandungen mit einer an Gletscherschliffe gemahnenden Striemung auszeichneten. Im Sommer ist der Graben meist trocken, und der stattlichen Breite seiner Sohle entspricht kein Gewässer.

Im steilwandigen Hochgebirge ist nahezu keine Stelle vor Lawinen gesichert. Die angewehten Schneemassen rutschen alsbald zu Thal und nehmen alle lockeren Felstrümmer ihrer steilgeneigten Bahn mit sich. Dadurch werden die Gehänge förmlich abgefegt. Eine auffällige senkrecht verlaufende Furchung aller an steilen Graten liegenden Schneeflecken verrät die Häufigkeit des stets mit Steinschlag verbundenen Abgehens der Lawinen und bildet einen übereinstimmenden Zug in der Physiognomie aller über der Schneegrenze gelegenen Hochgebirgspartieen der Erde.

Der Schnee wird auch vielfach indirekt für die Bewegungen loser Massen insoferne maßgebend, als diese über seine Oberfläche hinabgleiten. Die Firnflecken und Firnbänder, die sich am Fuße steiler Felswände entlang ziehen, hindern hier die Anhäufung der Schutthalden, und letztere kommen erst am Fuße der Firnflecken zur Ablagerung. Da nun letztere nur selten permanent existieren und vielfach im Spätsommer oder wenigstens in trockenen Jahren verschwinden, so sieht man nicht selten im Hochgebirge die Schutthalden wie Dämme vor die Felswände gelagert [2]).

---

[1]) Die Lauinen der Schweizeralpen. Bern 1881.

[2]) Jos. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen u. s. w. Breslau 1882. S. 63. — Penck, Das Land Berchtes-

Vor allem aber beeinflussen die Schneeflecke ihre Unterlage durch die von ihnen ausgehende Durchfeuchtung, welche in Regionen häufigen Frostwechsels eine tiefgreifende Zerfrierung des liegenden Gesteines begünstigt. Befindet sich nun der Schneefleck in solcher Lage, daß die gelockerten Stücke seiner Unterlage abbröckeln können, so wird diese nach und nach abgetragen, worauf A. Helland [1]) aufmerksam machte.

Auch auf wenig geneigter Unterlage kann Schnee einen Gesteinstransport bewirken. Sanft geböschte Schneefelder schieben bewegliche Materialien vor sich her, dermaßen, daß z. B. Zäune aus ihrem Bereiche entfernt werden müssen [2]). Auf diesem Wege werden selbst größere Blöcke verfrachtet.

Die Gletscher sind erst seit dem vorigen Jahrhundert näher erforscht worden. In vorzüglicher Weise faßt ein Büchlein von Albert Mousson [3]) die Ergebnisse aller älteren Untersuchungen zusammen, und das neuere Werk von A. Heim [4]) möchte „als eine wesentlich umgearbeitete und vielfach erweiterte Auflage desselben aufgefaßt werden". In mehreren Bänden hat Dollfus-Ausset [5]) viele auf die Gletscherkunde bezügliche Daten und Auszüge zusammengestellt; die Lawinen bilden den Gegenstand des mehrfach erwähnten Werkes von Coaz, besondere Fälle behandeln Denza [6]) und V. Pollack [7]) und die bereits erwähnten Arbeiten.

5. Schlußbemerkungen über die Massentransporte.

Die drei Arten von Massentransporten, welche auf der Landoberfläche stattfinden, sind verschieden in Be-

gaden. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins. 1885. S. 217 (264). — Ratzel, Ueber Eis- und Firnschutt. P. M. 1889. S. 194.

[1]) Om de isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser ï Nordgrönland. Arch. f. Math. og Naturw. I. 1876. p. 58.

[2]) Coaz, Die Lauinen der Schweizeralpen. Bern 1881. S. 23.

[3]) Die Gletscher der Jetztzeit. Zürich 1854.

[4]) Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885.

[5]) Matériaux pour l'étude des glaciers. 8 Bde. Paris 1864 bis 1870.

[6]) Le Valanghe. Turin 1889. Bull. del Club alp. ital. XXII. 1889.

[7]) Ueber die Lawinen Oesterreichs und der Schweiz. Zeit- u. Wochenschr. d. österr. Ingen.- u. Arch.-Vereins. Wien. 1889.

zug auf ihre Verbreitung und Wirkung und jeweils mit bestimmten Verwitterungsvorgängen verbunden. Allgemein ist die Verbreitung des Windes, aber sein Transportvermögen ist vergleichsweise gering und seine bodengestaltende Wirkung wird gehemmt durch die Bekleidung der Landoberfläche mit einer Pflanzendecke. Der Hauptschauplatz seiner Thätigkeit sind daher die nackten Landstriche, wo zugleich die mechanische Verwitterung durch Temperaturwechsel sich besonders lebhaft entwickelt und ihm vorarbeitet. Ungemein weit ist das rinnende und fließende Wasser verbreitet; es tritt lediglich in den trockenen Gebieten, dem Schauplatze der Windwirkungen, und in den vergletscherten, dem Felde glacialer Thätigkeit, zurück, in den übrigen von Regen benetzten Gebieten jedoch entwickelt sich zugleich das Pflanzenkleid der Erde in zusammenhängender Weise und damit eine Schutzdecke gegen Windwirkung und Abspülung, so daß es vielfach die Flüsse allein sind, welche hier gestaltend arbeiten. Aber indem sie einschneiden, rufen sie echte Massenbewegungen hervor, welche sich sohin häufig mit ihnen verknüpfen. Am wenigsten weit verbreitet ist das mächtigste Transportmittel der Gletscher, und das Land bedeckend schützen sie ihre Unterlage vor der subaërischen Verwitterung, vor Wind- und teilweise auch vor Wasserwirkung. Dafür findet aber an ihrem Boden ein häufiger Temperaturwechsel um den Gefrierpunkt, eine lebhafte Zersprengung des Gesteines durch Frost statt.

Schließen sich streng genommen nur Wind- und Gletscherwirkungen bei Gestaltung der Landoberfläche aus, so übt doch jeder der drei Massentransporte das Maximum seiner Thätigkeit dort aus, wo die beiden anderen gering oder gar nicht entwickelt sind. Wo hauptsächlich der Wind verfrachtet, kommt das rinnende Wasser nur zeitweilig in Wirksamkeit; ebenso ist es in vergletscherten Gebieten, während in den reich benetzten Arealen sich immer nur untergeordnet Windwirkungen zu den fluviatilen gesellen und die glaciale Thätigkeit auf die von der temporären Schneedecke ausgehenden Wirkungen beschränkt ist. Da nun, wie ausführlich

dargelegt, jede Art des Massentransportes in einer ihr eigentümlichen Weise erodiert und akkumuliert, so sondern sich die Schauplätze ihrer Hauptthätigkeit auch morphologisch voneinander. Man kann daher auf der Landoberfläche unterscheiden:

1. Gebiete äolischer Erosion und Akkumulation, gekennzeichnet durch spärliche Niederschläge, also die Wüsten und Steppen.

2. Gebiete fluviatiler Erosion und Akkumulation, zugleich Gebiete stärkster Abspülung, charakterisiert durch reichlichere, größtenteils in flüssiger Form fallende Niederschläge, also Regengebiete.

3. Gebiete glacialer Erosion und Denudation, geknüpft an Regionen überwiegenden Schneefalles.

Es ist demnach die Verteilung des Niederschlages auf der Erde, welche für die Gestaltung der Landoberfläche maßgebend wird, also ein rein klimatischer Faktor. Das Klima der Erde aber zeigt Schwankungen, und zwar wechseln Gruppen naßkalter und trockenheißer Jahre miteinander ab [1]), so daß abwechselnd die Gebiete der Trockenheit und die des permanenten Schnees auf Kosten der Regengebiete wachsen und bald das Bereich der äolischen, bald das der glacialen Massentransporte sich ausdehnt. Sowohl in den Formen wie auch in den Ablagerungen der Landoberfläche spiegeln sich in der That solche Verschiebungen im Schauplatze der Massentransporte. In den Regengebieten trifft man sowohl die Gebilde glacialer wie auch die äolischer Thätigkeit, welche weit über deren heutige Grenzen hinausreichen und sich erhalten haben, trotzdem sie schon lange den fluviatilen Einflüssen ausgesetzt sind.

Wenn auch universell über die ganze Landoberfläche verbreitet, vermögen die Massentransporte doch nicht allenthalben ihre Wirkung zu entfalten. Die Pflanzendecke schützt große Strecken Landes vor Wind- und Wasserwirkungen, so daß hier ausschließliche Verwitte-

---

1) Brückner, Klimaschwankungen. Geogr. Abhdgn. Wien. IV. 2. 1891. S. 244—272.

rungsvorgänge stattfinden und es zu einer allmählichen Anhäufung von Verwitterungsgebilden kommt. Danach sind noch auf der Landoberfläche zu unterscheiden:

4. Gebiete akkumulativer Verwitterung.

Die Grenzen dieser Hauptgebiete der Landoberfläche sind im einzelnen noch festzustellen. So weit sich in allgemeinen Zügen überblicken läßt, sind die Gebiete heutiger und früherer Glacialthätigkeit relativ am kleinsten, während die Gebiete heutiger und früherer Windwirkungen denen der Flußwirkungen mindestens gleich kommen und ein Drittel des Landes umfassen. Etwa ein Fünftel des letzteren gehört in das Bereich der akkumulierenden Verwitterung.

Es läßt sich dies aus dem ersten Versuche einer kartographischen Darstellung der Verbreitung von Grund und Boden, welchen C. Rohrbach[1]) geliefert hat, entnehmen. Auf derselben sind im wesentlichen nach dem Vorschlage von v. Richthofen[2]) folgende Bodenarten unterschieden, deren Areale in Prozenten der Festlandfläche nach v. Tillos Ausmessung[3]) beigefügt werden:

Beweglicher Sand (7 %), feinerdige äolische Aufschüttung (17 %), erodierte äolische Aufschüttung (4 %), äolische Denudation (6 %), also Gebiete äolischer Thätigkeit 34 %.

Alluvionen der Ströme und Seen, also Gebiete fluviatiler Thätigkeit 5 %.

Gletscherschuttland (8 %), glaciale Denudation (5 %), also Gebiete glacialer Thätigkeit 13 %.

Lehm (18 %), Gebirgsschutt (0 %) und Laterit (25 %), also Gebiete akkumulativer Verwitterung 43 %.

Außerdem sind unterschieden: Gebiete, in welchen ein Ebenmaß von Zerstörung und Fortschaffung (4 %) herrscht, die sohin auf Gebiete äolischer, fluviatiler und glacialer Thätigkeit zu verteilen sind, größtentheils aber den Gebieten der Flußwirkungen zufallen; ferner Gebiete mariner (0 %) und vulkanischer (1%) Aufschüttung, welche hier nicht in Betracht kommen. Dagegen sind die Gebiete fluviatiler und pluvialer Erosion nicht ausgeschieden; sie sind den Lehm- und Lateritregionen zugezählt worden und ihnen fällt mindestens die Hälfte von deren Areal zu. Man kann auch im einzelnen vielfach über die Abgrenzung der von Rohr-

---

[1]) Berghaus' Physikalischer Atlas. Gotha 1892. Taf. 4.

[2]) China. II. S. 760.

[3]) Die geographische Verteilung von Grund und Boden. P. M. 1893. S. 17.

bach gesonderten Gebiete anderer Meinung sein. Derselbe hat entschieden das Bereich fluviatiler und lakustrer Anschwemmung nicht unbeträchtlich unterschätzt, ist dasselbe doch z. B. weder in Pendschab, noch am Narbada und Tapti noch im Lenadelta, weder in der oberrheinischen Tiefebene noch im Alföld, weder im Kongobecken noch in dem des Weißen Nil, noch im Zambesidelta ausgeschieden. Man kann ferner das Lehmgebiet z. B. in Nordamerika teilweise dem Laterite, oder wie in Ungarn dem Löß oder in Finnland dem Gebiete der glacialen Denudation oder in Ostsibirien dem Gebiete von Ebenmaß von Zerstörung und Fortschaffung zuzählen. Endlich ist das Gebiet der glacialen Erosion auf Kosten der glacialen Akkumulation zu klein dargestellt. Aber Rohrbachs Karte ermöglicht doch einen allgemeinen Ueberblick über die Hauptgebiete der Landoberfläche, welcher in folgender Tabelle zu geben versucht wird.

Gebiete in Prozenten der Landoberfläche:

	von Erosion	von Akkumulation	Summe
durch Wind	6	28	34
„ Flüsse	26	5	31
„ Gletscher . . .	6	7	13
„ Verwitterung .	—	22	22
	38	62	100

Die Umgrenzung der Erosions- und Akkumulationsgebiete auf dem Lande stößt insoferne auf Schwierigkeiten, als an der nämlichen Stelle Akkumulation und Erosion einander nicht selten abgelöst haben. Faßt man als Akkumulationsgebiete alle die Orte zusammen, an welchen in der geologischen Gegenwart Ablagerungen auf der Landoberfläche entstanden sind, so dürften die Akkumulationsgebiete die Erosionsgebiete an Areal übertreffen, und es kann nur der kleinere Teil der Landoberfläche als eigentliches Zerstörungsgebiet gelten. Dies wird im wesentlichen bewirkt durch die sehr ausgedehnten Areale akkumulativer Verwitterung. Vergleicht man die Erosionsgebiete der Landoberfläche mit dem Bereiche der Akkumulation durch Massentransporte, so halten beide einander etwa die Wage, denn wenn auch die Gebiete fluviatiler Erosionen weit größer als die der entsprechenden Anhäufung sind, so entspricht doch einem verhältnismäßig kleinen Gebiete äolischer Erosion ein großes Feld,

auf welchem die Ablagerung von windbewegtem Sand und Staub geschieht.

In vielen Fällen ist es allerdings nur eine dünne Schicht, welche auf der Landoberfläche zur Ablagerung gekommen ist, aber in Anbetracht ihrer weiten Verbreitung darf dieselbe nicht vernachlässigt werden, wie es häufig, z. B. auch von de la Noë und E. de Margerie[1]) geschieht. Auch der oft durchgeführte Vergleich der Landoberfläche mit einer Ruine ist nicht zulässig; will man dies Bild durchführen, so muß man betonen, daß auch Trümmer des ursprünglichen Gebäudes ähnlich Schutthaufen liegen geblieben sind[2]). Die weite Verbreitung und die häufig nicht geringe Mächtigkeit der heute noch auf der Landoberfläche von statten gehenden Ablagerungen legt die Vermutung nahe, daß solche Kontinentalbildungen auch in der geologischen Schichtfolge eine nicht unwesentliche Rolle spielen, wie gleichfalls am eben angeführten Orte ausgesprochen wurde. Die Schichtflächen derartiger Kontinentalbildungen entsprechen jeweils einer alten Landoberfläche. Es wird also die Form früherer Landoberflächen in den entstehenden Formationen aufbewahrt, deren häufiges Auftreten in der geologischen Schichtfolge Bd. II. S. 24—36 besprochen werden wird.

Die hier entwickelte Einteilung der Landoberfläche schließt sich eng an die von v. Richthofen[3]) aufgestellte an, welcher eine allgemeine Klassifikation der Oberflächengebilde des Landes, des Erdbodens im weiteren Sinne des Wortes zum ersten Male aufstellte. Ihren Ausgang nahm die systematische Beschäftigung mit diesen Gebilden in England und Nordamerika, wo sich durch sie eine eigene Disziplin entwickelte, die von Edward Hitchcock[4]) Oberflächengeologie, Surface geology, genannt wurde.

---

[1]) Les formes du terrain. p. 6.

[2]) Penck, Die Formen der Landoberfläche. Verhdlg. d. IX. Deutschen Geographentages. 1891. S. 35.

[3]) China. II. S. 760. — Führer für Forschungsreisende. 1886. S. 456.

[4]) Illustrations of Surface Geology. Smithsonian Contributions to Knowledge. 1856. p. 2.

Kapitel V.

Die endogenen Vorgänge.

1. Die Krustenbewegungen.

Die Erdkruste befindet sich nicht einen Augenblick in Ruhe. Fortwährend zeigt sie kleine, der unmittelbaren Beobachtung sich entziehende Erschütterungen, welche sich auf Oszillationen der Krustenteilchen zurückführen. Dieselben bestehen entweder in kleinen Erzitterungen von rascher Periode und geringer Amplitude, das sind die sogenannten Tremore oder tromometrischen Erscheinungen, oder sie führen sich auf langsame Pulsationen[1]) von zwar größerer Amplitude, aber sehr langer Periode zurück. Alle diese nur mit Hilfe von Instrumenten wahrnehmbaren Erschütterungen werden als mikroseismische bezeichnet. Daneben treten von Zeit zu Zeit größere, in ihren Wirkungen oft sehr verheerende Erdbeben auf.

Die mikroseismischen Erzitterungen führen sich größtenteils auf vorübergehende Deformationen der Erdkruste zurück. Die Erde besitzt, wie von Rebeur-Paschwitz[2]) mittels des Horizontalpendels zeigte, körperliche Gezeiten, sie deformiert sich regelmäßig unter dem Einflusse der Sonnenstrahlung sowie namentlich, worüber S. Günther[3]) jüngst eine Zusammenstellung veröffentlichte, infolge von Luftdruckschwankungen. Unzweifelhaft ist ferner, daß alle rascheren Bewegungen des Wassers und der Luft die Erde zu erschüttern vermögen, beobachtet man doch

---

[1]) John Milne, Earth Tremors. The Nature. XXIX. 1883/84. p. 456.

[2]) Resultate aus Beobachtungen am Horizontalpendel zur Untersuchung der relativen Variationen der Lotlinie. Astronomische Nachrichten. CXXVI. S. 1. Ebenda CXXX. S. 193.

[3]) Luftdruckschwankungen in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erdoberfläche. Gerlands Beiträge zur Geophysik. II. 1894. S. 71.

auf Bergen bei heftigen Stürmen leichtes Vibrieren des Bodens und verursacht doch der Wellenschlag des Meeres nachweisbare Tremore[1]). Weit stärkere Erschütterungen werden durch Massenbewegungen verursacht. Vielfach wird von solchen berichtet, die bei Bergstürzen verursacht wurden, andere knüpfen sich an Einstürze über Hohlräumen, und diese Erschütterungen werden lokal, nämlich in der Nähe des Bergsturzes oder Einbruches als ordentliche Beben empfunden. Solche Sturzbeben oder Einsturzbeben führen sich gleich vielen mikroseismischen Erscheinungen auf exogene Ursachen zurück.

Ein großer Teil von den mikroseismischen Erscheinungen aber und ausnahmslos alle über größeren Gebieten spürbaren Erdbeben sind die Folge von selbständigen Bewegungen der Erdkruste. Sie wurden daher von Toula[2]) als Dislokationsbeben bezeichnet. Ihre Ursache liegt manchmal klar zu Tage. Man kann die das Erdbeben verursachende Dislokation gelegentlich auf große Entfernungen hin verfolgen.

Die letzten Jahre waren in dieser Hinsicht durch sehr bemerkenswerte Erscheinungen ausgezeichnet. Beim großen japanischen Erdbeben, welches am 28. Oktober 1891 die Provinzen Owari und Mino verheerte, entstand ein 112 km Länge messender, die Insel Hondo quer durchsetzender Bruch, dessen Ostflügel im allgemeinen bis 5 m gesenkt und um 4 m nordwärts verschoben wurde; an einer Stelle jedoch, bei Midori, wurde dieser Flügel um 5 m gegenüber dem westlichen gehoben[3]). Während eines heftigen Erdbebens bildete sich im östlichen Beludschistan am 20. Dezember 1892 ein nordsüdlich verlaufender, viele Kilometer verfolgbarer Bruch, dessen Westflügel gegenüber dem Ostflügel um 0,2—0,3 m gesenkt und dabei 0,6—0,75 m weit südwärts verschoben wurde[4]).

---

[1]) d'Abbadie, Études sur la verticale. Compt. Rend. Assoc. française. 1872. p. 159. C. R. LXXXVI. 1878. p. 1028. LXXXIX. 1879. p. 1016.

[2]) Ueber den gegenwärtigen Stand der Erdbebenfrage. Schr. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXI. 1880/81. S. 523.

[3]) B. Kotô, The Cause of the great Earthquake in Central Japan 1891. Journ. College of Science. Imp. Univers. Japan. V. Pt. IV. 1893. p. 295.

[4]) C. L. Griesbach, Notes on the Earthquake in Balúchistán on the 20th December 1892. Rec. Geolog. Survey India. XXVI. 1893. p. 57.

Aehnliches wurde bereits bei dem großen californischen Erdbeben von 1872 beobachtet, damals entstand in Owens Valley ein 64 km langer Bruch. Der eine Flügel desselben wurde gegenüber dem anderen um 1,5—6 m gehoben und stellenweise um 5 m nordwärts verschoben [1]). Ein weiterer, 56 km langer Bruch entstand gelegentlich des Erdbebens von Sonora am 3. Mai 1887 [2]). Am 1. September 1888 wurde das linke Ufer des Hope River, eines Zuflusses des Waiau-Ua River in Neuseeland, um 1,5—2,6 m ostwärts verschoben [3]) und Ende April 1894 sank parallel zum Golfe von Euböa das Land östlich eines 55 km langen Bruches um 1,5 m [4]).

Indem die längs des Bruches gegeneinander verschobenen Krustenteile in eine vibrierende Bewegung geraten, die sich zunächst in nicht unbeträchtlichen Oszillationen, später in ruhigeren Pulsationen geltend macht, werden große, beiderseits des Bruches gelegene Areale erschüttert und es kommt infolge dieses Bebens zu namhaften Zerstörungen, sowie auch zu zahlreichen Massenbewegungen. In gebirgigen Gegenden werden Bergstürze ausgelöst, in höhlenreichen Gebieten erfolgen Einstürze, im oberflächlich ausgetrockneten Alluvialboden reißen Spalten auf, aus welchen die tieferen durchfeuchteten Schichten hervorquellen; denn diese beschreiben infolge des Bebens eine ordentliche Wellenbewegung, welche ihre relativ starre Decke nicht mitzumachen vermag.

Derartige Erscheinungen begleiten fast jedes größere Erdbeben. Selten aber haben sich die Bergstürze infolge eines solchen so massenhaft entfaltet als bei dem großen Erdbeben, welches am 28. Mai 1887 Wernoje am transilenischen Alatau zerstörte. Auf einer 150 km langen Strecke lösten sich damals in allen Thälern am Nordrande jenes Gebirges gewaltige verheerende Bergstürze los [5]). Ueber Spalten und Schlammkrater im Alluvium vergl. Bd. II. S. 56.

---

[1]) G. K. Gilbert, A Theory of the Earthquakes of the Great Basin. Am. Journ. (3). XXVII. 1884. p. 49.

[2]) G. E. Goodfellow, The Sonora Earthquake. Science XI. p. 162.

[3]) Mc Kay, On the Geology of Marlborough and South East Nelson. II. Geolog. Rep. XXI. Colon. Mus. New-Zealand. 1890/91. p. 1 (16).

[4]) A. Philippson, Das diesjährige Erdbeben in Lokris. Verhdgn. Gesellsch. f. Erdk. Berlin. 1894. S. 332.

[5]) Mouchketow, Das Erdbeben von Wernoje. Mém. Com. Géolog. St. Pétersbourg. X. 1890. Nr. 1 (vergl. russ. Text u. Taf.).

So hat man denn als Folge von Erdbeben Erscheinungen ganz ähnlicher Art, wie sie als Ursache von solchen auftreten können und es bedarf stets einer gründlichen Untersuchung, um Ursache und Wirkung voneinander zu scheiden. Eine solche Untersuchung ist nachträglich selten noch möglich und dies erklärt, warum hinsichtlich der Deutung der Erscheinungen einzelner Erdbeben so namhafte Meinungsverschiedenheiten vorhanden sind.

Gelegentlich des großen Erdbebens des Jahres 1819 entstand im Runn of Kutch jene Abstufung des Landes im Betrage von höchstens 6 m und 80 km Länge, welche als der „Götterdamm", Allah-Bund, mehrfach gewürdigt worden ist. Lyell[1]) erblickte in demselben den Rand einer gehobenen, nördlich angrenzenden Landstrecke; der Erforscher von Kutch, A. B. Wynne[2]), dagegen den Rand des Senkungsfeldes von Sindree; Sueß[3]) endlich erklärt dieses Senkungsfeld durch Nachsitzen eines scharf abgegrenzten Teiles schlammigen Bodens infolge des Hervordringens von Grundwasser, hält also den Allah-Bund für eine Erscheinung von der Art der sekundären Bodenrisse im Alluvium, die bei Erdbeben entstehen. Bei der großen Aehnlichkeit des Allah-Bund mit den neuerlich entstandenen Verwerfungsstufen ist die Erklärung von Wynne um so eher annehmbar, als das Erdbeben von 1819 nicht bloß von der Einsenkung der Umgebung des Fortes Sindree, sondern auch in der Streichungsrichtung vom Allah-Bund von einer solchen 50 km weiter östlich bei Dera Bét begleitet war.

Nur verhältnismäßig selten werden die das Erdbeben bedingenden Dislokationen oberflächlich sichtbar, meist liegt der Herd der Erschütterung in der Tiefe. Das über ihm befindliche Gebiet der Erdoberfläche heißt Epizentrum und von ihm aus macht sich eine Abnahme in der Intensität der Erschütterung ringsum geltend.

Die Tiefe des Erdbebenherdes hat man vielfach zu berechnen gesucht, entweder nach R. Mallet[4]) aus der Art der oberflächlichen Zerstörungserscheinungen, oder nach Seebach[5]) aus der Schnelligkeit der oberflächlichen Fortpflanzung. Vorausgesetzt ist

---

[1]) Principles of Geology. 12th ed. II. 1875. p. 98.
[2]) Memoir on the Geology of Kutch. Mem. Geolog. Survey India. IX. 1872. p. 42.
[3]) Antlitz der Erde. I. 1884. S. 62.
[4]) The great Neapolitan Earthquake of 1857. The First Principles of Observational Seismology. London 1862.
[5]) Das mitteldeutsche Erdbeben vom 6. März 1872. Leipzig 1873.

in beiden Fällen, daß das Erdbeben von einem Zentrum ausginge, was aber bei Dislokationsbeben nicht der Fall ist; denn diese führen sich auf eine Dislokationsfläche zurück. Es liefern daher die Berechnungen keine verläßlichen Ergebnisse. In folgender Tabelle sind einige bisher für die Tiefen der Erdbebenzentren gewonnenen Zahlen zusammengestellt. Dieselben lassen immerhin erkennen, daß der Sitz der Beben nicht in großer Tiefe zu suchen ist.

Tiefe von Erdbebenzentren in Kilometern.

Yokohama 1880 (Milne)	5,25
Westdeutschland 1878 (v. Lasaulx)	8,9
Calabrien 1857 (Mallet)	9,3
Andalusien 1884 (Fouqué)	11
Herzogenrath 1873 (v. Lasaulx)	11,3
Ligurien 1887 (Taramelli u. Mercalli)	17,5
Mitteldeutschland 1872 (v. Seebach)	18
Charleston 1886 (Dutton)	14,4—19,2
Sillein 1858 (J. Schmidt)	26,3
Herzogenrath 1877 (v. Lasaulx)	27,1
Rheinland 1846 (J. Schmidt)	38,8

Die Dislokationen, welche die Erdbeben bedingen, stehen in inniger Beziehung zur Struktur der Erdkruste. Die 1872 in Californien entstandenen Bruchstufen laufen der Sierra Nevada parallel, ebenso wie mehrere andere Stufen, welche wahrscheinlich von älteren Erdbeben herrühren. Der große Bruch des japanischen Bebens von 1891 läuft parallel anderen Brüchen im Gebirgsbaue Hondos, ebenso streichen jene von Beludschistan und Lokris parallel den tektonischen Linien des Landes; der Allah-Bund läuft parallel den großen Brüchen und den Längsgrenzen von Kutch. Bei anderen Beben knüpft sich wenigstens das Erschütterungsgebiet an bestimmte Linien des geologischen Aufbaues, was, nachdem es von Sueß für die Erdbeben Niederösterreichs [1]) und Unteritaliens [2]) gezeigt worden ist, für die meisten neueren Beben erwiesen werden konnte [3]). Hiernach kann es keinem Zweifel unterliegen, daß die meisten Erdbeben Begleit-

[1]) Die Erdbeben Niederösterreichs. Denkschr. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Kl. XXXIII. 1874. S. 61 (94).

[2]) Die Erdbèben des südlichen Italien. Denkschr. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. XXXIV. 1875. S. 1.

[3]) Vergl. R. Hörnes, Erdbebenkunde. Leipzig 1893. S. 24.

erscheinungen von **Krustenbewegungen** sind. Sie vergewissern von der Fortdauer jeweils ruckweise erfolgender Dislokationen, welche in Horizontal- und Vertikalverschiebungen bestehen.

Die erwähnten, unter den Augen von Beobachtern entstandenen Brüche gewähren einen Einblick in die relative Größe solcher Krustenbewegungen, ohne den absoluten Betrag derselben erkennen zu lassen. Letzteren kann man in der Vertikalen dort bestimmen, wo Krustenbewegungen am Meere eintreten. Der Spiegel des letzteren ist zwar, wie sich zeigen wird, gleichfalls nicht unbeweglich; allein seine Veränderungen machen sich stets über große Gebiete zugleich geltend; örtliche Verschiebungen der Strandlinie führen sich daher, wie in Bd. II. S. 540 ausführlich begründet werden wird, stets auf Krustenbewegungen zurück. Nun erstrecken sich einige bei Erdbeben entstandenen Brüche bis zum Meere und bewirken hier Verschiebungen der Strandlinie sowohl nach aufwärts wie nach abwärts, so daß an der Existenz wirklicher Hebungen, d. h. von zentrifugalen Bewegungen der Erdkruste ebensowenig zu zweifeln ist, wie an dem Vorhandensein von absoluten, zentripetalen Senkungen.

Gelegentlich des Erdbebens vom 23. Januar 1855 entstand auf der Nordinsel Neuseelands auf der Westseite der Wairarapaebene ein Bruch, welcher 145 km weit verfolgt worden ist. Der Nordflügel desselben mit den Rimutakabergen wurde um 2,7 m gehoben, und zwar nicht bloß relativ, sondern auch absolut; denn dort, wo die Cookstraße die Verwerfung quert, war der ehemalige Strand um 2,7 m gehoben und vor einem früheren steil abfallenden Kliffe war eine Strandfläche trocken gelegt, welche die Anlage einer Straße auf dem gehobenen Meeresgrunde ermöglichte. Hier an der Küste zeigte sich nun auch die Abnahme der Erhebung; bei Port Nicholson betrug sie nur noch 1,2—1,5 m, in Wellington war sie nicht mehr nachweisbar. Es ist also eine 30 km breite, 145 km lange Scholle, welche in der Gebirgsachse der Insel gelegen ist, durch einseitige Hebung schräg gestellt geworden. Bei der gegenwärtigen mittleren Stärke der Denudation (S. 384) müßten die Flüsse 1900 Jahre arbeiten, um diese momentan gebildete Erhebung zu beseitigen. Gleichzeitig mit deren Entstehung erfolgte auf der Südinsel im Bereiche des Wairanthales eine Senkung von 1,5 m und hier war bereits gelegentlich eines Erdbebens im Jahre 1848 ein 96 km weit verfolgbarer Bruch entstanden. Die

hierüber von Lyell[1]) mitgeteilten Berichte stimmen gut mit einem von R. Mallet[2]) veröffentlichten überein; jüngst zeigte Mc Kay[3]), wie die damals und 1888 entstandenen Brüche mit dem geologischen Aufbau der Inseln in Beziehung stehen.

Auch in Südamerika sind Erdbeben gelegentlich mit Hebungen verbunden gewesen und Darwin[4]) stützte gerade auf sie seine Lehre von der Erhebung der Gebirge. Sueß[5]) hat seither gezeigt, daß nicht allen in dieser Hinsicht verwerteten Angaben Beweiskraft innewohnt; allein hinsichtlich des Erdbebens von Concepcion 1835 können seine Zweifel nicht geteilt werden. Die Insel Santa Maria hat sich hier samt ihrer näheren Umgebung während des Erdbebens um etwa 2,7 m gehoben, darauf scheint jedoch ein Rücksinken eingetreten zu sein. Sueß möchte die dies bekundenden Beobachtungen über die Strandverschiebung durch Annahme von Niveaudifferenzen des Meeres infolge der Ablenkung eines Küstenstromes erklären. Aber derartige Niveaudifferenzen würden bei weitem die Grenzen überschreiten, innerhalb welcher der Meeresspiegel deformierbar ist.

Neben den mit Erdbeben verbundenen ruckweisen Krustenbewegungen gibt es solche, welche allmählich erfolgen und sich daher der unmittelbaren Beobachtung leicht entziehen. Dieselben führen nur dort zu augenfälligen Ergebnissen, wo sie an den Küsten erfolgen. An zahlreichen Küsten hat man allmähliche Verschiebungen der Strandlinie wahrgenommen, welche regional beschränkt sind und daher auf Krustenbewegungen zurückgeführt werden müssen.

Als Beweise für langsam sich hebende oder senkende Küsten sind zwar, wie Sueß[6]) gezeigt hat, vielfach die verschiedenwertigsten Argumente verwertet worden und es bedürfen die vorliegenden Zusammenstellungen noch einer gründlichen Revision. Jedoch ist unbestreitbar, daß es solche Küsten gibt. Schweden

---

[1]) Bull. Soc. géolog. (2). XIII. 1855/56. p. 661. — Principles of Geology. 12th ed. 1875. II. p. 82.

[2]) IVth Report on the Facts of Earthquake Phaenomena. Rep. Brit. Assoc. 1858. p. 1 (106).

[3]) On the Geology of Eastern Part of Marlborough Provincial District. Rep. Geolog. Expl. 1885. XX. 1889. p. 85. XXI. 1890. p. 1. Colon. Museum and Geolog. Survey of New-Zealand.

[4]) On the Connexion of certain volcanic Phaenomena etc. Trans. Geolog. Soc. London. (2). V. 1840. p. 601.

[5]) Das Antlitz der Erde. I. 1885. S. 124—137.

[6]) Das Antlitz der Erde. I. II.

bietet ein klassisch gewordenes Beispiel einer ziemlich raschen, zeitlich begrenzten Hebung, welches Bd. II. S. 536 eingehend besprochen wird.

Den ziemlich zahlreichen Anzeichen für langsame Krustenbewegungen an den Küsten stehen nur sehr spärliche im Innern des Landes gegenüber. Hat man zwar manchmal gemeint, daß die Differenzen neuerer und älterer Landesvermessungen auf stattgehabte Krustenbewegungen folgern lassen würden, so haben sich doch die auf Höhenänderungen in Frankreich[1]) bezüglichen oder die auf eine Annäherung von Jura und Alpen[2]) weisenden Daten bisher noch nicht bestätigt. Zahlreiche Angaben liegen allerdings für Höhenänderungen vor. Punkte des Landes, welche früher nicht voneinander sichtbar gewesen sind, sind es z. B. infolge der Erniedrigung der Höhen zwischen ihnen geworden.

Derartige Phänomene erregten bereits im vorigen Jahrhundert die Aufmerksamkeit, v. Hoff hat die bezüglichen Nachrichten zusammengestellt und durch eigene Beobachtungen aus Thüringen vermehrt[3]); weitere Angaben aus Thüringen teilte P. Kahle[4]) mit, Issel[5]) solche aus Italien, Girardot[6]) aus dem Kettenjura. Bei den meisten dieser Phänomene kann es sich nicht bloß um Dislokations- sondern auch um Denudationserscheinungen handeln. Zu den letzteren gehören nach Sacco[7]) die aus Italien berich-

---

[1]) C. M. Goulier, Lois provisoires de l'affaissement d'une portion du sol de la France. C. R. CVII. 1888. p. 439, 826. — Vergl. dagegen v. Tillo. Ebenda. p. 679. CVIII. 1889. p. 53.

[2]) Ed. Brückner, Ueber die angebliche Aenderung der Entfernung zwischen Jura und Alpen. XI. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. Bern. 1891/92. S. 189.

[3]) Geschichte der natürlichen Veränderungen. III. 1834. S. 12.

[4]) Höhenänderungen in der Umgegend von Jena infolge Hebung oder Senkung des Bodens. Mitteil. geogr. Gesellsch. Jena. V. 1887. S. 95. VI. 1888. S. 169.

[5]) Le oscillazioni lente del suolo. Genua 1883. p. 195.

[6]) Note sur les mouvements du sol qui se produisent actuellement dans le Jura. Mém. Soc. d'émulation du Jura. (3). I. 1880. p. 309. Vergl. auch Ebenda 1883 u. 1885. — Note sur l'étude des mouvements lents du sol dans le Jura. Communication au Congrès des Sociétés savantes de 1890.

[7]) Des phénomènes altimétriques observés dans l'intérieur des continents. Bull. Soc. géolog. (3). XIV. 1885/86. p. 128.

teten; einige aus Sachsen bekannte Höhenänderungen sind durch Einsinken des Bodens über Bergwerken verursacht [1]). Dort wo es sich um örtliche Erhebungen handelt, ist zu untersuchen, ob nicht bloß Bodenaufquellungen vorliegen, die infolge von Gesteinsumwandlungen, z. B. von Anhydrit in Gips, eintreten, was namentlich hinsichtlich der aus Thüringen vorliegenden Angaben zu berücksichtigen ist. In allen Fällen aber ist festzustellen, inwieferne nicht bloße Refraktionserscheinungen vorliegen. Genaue Messungen, welche allein über alle diese Fragen Licht breiten können, sind bisher nur an einer Stelle, nämlich im Jura unternommen [2]) und noch nicht zum Abschlusse gebracht.

Stehen die großen, bei Erdbeben entstandenen Brüche räumlich in Beziehung zu älteren Dislokationen, so gilt gleiches von den Hebungserscheinungen Schwedens. Dieselben erscheinen als Nachzügler einer großen Aufbiegung, welche das Land seit der Postglacialzeit erfahren hat. Den Umfang derselben konnte de Geer durch Konstruktion von Linien gleicher Hebung (Isoanabasen) nachweisen [3]). Dieselben lassen erkennen, daß hier ein elliptisches, in der Längsachse Skandinaviens gestrecktes Stück Landes sich seit der letzten postglacialen Meeresbedeckung in seiner Mitte mehr als 200 m emporgewölbt hat. Eine ganz ähnliche Aufbiegung folgte im östlichen Nordamerika auf die Vergletscherung; sie wird durch gehobene marine Ablagerungen, sowie durch verbogene Uferlinien glacialer Seen erkennbar [4]). Eine dritte große postglaciale Verbiegung ist im Great Basin Nordamerikas durch G. K. Gilbert [5]) mittels Isoanabasen nachgewiesen worden; in der Region des großen Salzsees sind die alten Uferlinien des

---

[1]) Penck in Kirchhoffs Anleitung zur deutschen Landes- und Volksforschung. Stuttgart 1889. S. 44.

[2]) A. Romieux, Sur la précision des observations entreprises pour l'étude des mouvements du sol à Doucier, Jura. Communication au Congrès des Sociétés savantes de 1890.

[3]) Om Skandinaviens nivåförändringar under quartärperioden. Geolog. Fören. Förhdgr. X. 1888. p. 366. XII. 1890. p. 61.

[4]) De Geer, On Pleistocene Changes of Level in Eastern North America. Proc. Bost. Soc. Natur. Hist. XXV. 1892. p. 454.

[5]) Lake Bonneville. Monogr. U. S. Geolog. Survey. I. 1890. p. 362.

Bonneville Sees in deren Mitte um etwa 150 m aufgewölbt und zugleich verworfen worden. Eine Aufwölbung quartärer Schichten ist am Nordsaume der Schweizer Alpen parallel mit letzteren bis in die Gegend nordöstlich des Bodensees verfolgbar[1]).

Die Verbreitung der gegenwärtig stattfindenden Krustenbewegungen läßt sich noch nicht allgemein überblicken. Die bisher bekannt gewordenen Fälle ruckweiser Verschiebungen sind zu spärlich, als daß es möglich wäre, Regeln über ihr Auftreten aufzustellen, wenn auch immerhin bemerkenswert ist, daß die meisten von ihnen in der Umgebung des Pazifik auftreten und sie insgesamt in das Bereich der labilen Zone der Erdoberfläche fallen. Wenn man aber die Mehrzahl der Erdbeben als Begleiterscheinungen von Dislokationen der Erdkruste auffaßt, so kann man immerhin aus ihnen auf die Verbreitung ruckweiser Krustenbewegungen schließen.

Robert Mallet[2]) hat eine übersichtliche Darstellung der Erdbebenverbreitung bereits 1858 geliefert, welche von Milne[3]) kopiert worden ist. Dieselbe ist in vielen Stücken zwar veraltet, aber zeigt immerhin in großen Zügen, daß die Hauptverbreitungsgebiete der Erdbeben mit der großen labilen Zone der Erdkruste zusammenfallen: Die Gestade des Pazifik, daran anschließend das Gebiet des amerikanischen und australasiatischen Mittelmeeres, ferner die Ufer des „Mittelmeeres“ und die daran angrenzenden Landschaften raschen Höhenwechsels bis tief nach Sibirien hinein[4]) sind die Hauptherde der Erd-

---

[1]) A. Heim, Die Entstehung der alpinen Randseen. Vierteljahrsschr. naturf. Gesellsch. Zürich. XXXIX. 1894. — Vergl. auch eine in Vorbereitung befindliche Monographie über die glacialgeologischen Verhältnisse des Bodenseegebietes von Forster und Penck.

[2]) Seismographic Map of the World. Report Brit. Assoc. 1858. Table XI. (p. 60.)

[3]) Map showing seismic and volcanic Areas of the Earth's Surface Earthquakes in Earthquakes. London 1886. p. 1.

[4]) Vergl. Mouchketow und Orlow, Katalog der Erdbeben des russischen Reiches. Kapcski. K. russ. geogr. Gesell. XXVI. St. Petersburg. 1893.

beben und sohin auch von Brüchen der Erdkruste. Eine von Taramelli[1]) für Italien konstruierte Erdbebenkarte verrät die enge Beziehung der Erschütterungen zum geologischen Bau der Halbinsel.

Die Verbiegungen der Erdkruste, welche stetig und allmählich erfolgen, knüpfen sich nicht an die Hauptschüttergebiete der Erde; sie halten sich vielmehr namentlich an die stabilen Schollen, ohne sich jedoch ausschließlich auf dieselben zu beschränken, wie ihr Auftreten in den westlichen Vereinigten Staaten Nordamerikas bezeugt.

Die Krustenbewegungen sind bisher nicht genau genug bekannt, als daß sich aus ihnen eine direkte Schlußfolgerung auf die Richtung herleiten ließe, nach welcher sich die Erdkruste vornehmlich bewegt. Erst genaue, die ganze Erde umfassende Messungen werden feststellen können, in wie weit sich die Hebungen und Senkungen kompensieren oder der eine oder andere Vorgang vorwaltet. Bis dahin müssen anderweitige Beobachtungen verwendet werden, um den allgemeinen Sinn der Krustenbewegungen zu ermitteln. Die Struktur der Kruste selbst liefert in dieser Hinsicht wichtige Anhaltspunkte. Sie wird vornehmlich aus dislozierten Schichten aufgebaut, welche, in ihre ursprüngliche Lage zurückgebracht, einen größeren Raum als gegenwärtig einnehmen würden. Dies gilt namentlich vom Faltenlande.

Genaue Messungen sind hierüber jedoch nur selten angestellt worden. Nach A. Heim[2]) sind die Schichten des Schweizer Jura bei Genf von 22 km auf 17 km, bei Biel von 29 km auf 24 km, des Kettenjura von 12 km auf 7 km, die der Nord- und Zentralalpen der Schweiz von 158 km auf 82 km zusammengeschoben, während A. Rothpletz[3]) für die Ostalpen nur eine Zusammenpressung von 253 auf 222 km meint nachweisen zu können. In

---

[1]) Relazione alla sottocommissione geodinamica sulla distribuzione delle aree sismiche nell' Italia superiore e media. Annali dell' Ufficio meteorologico e geodinamico italiano. (2). VIII. Parte IV. 1886. p. 129.

[2]) Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 1878. II. S. 211, 213.

[3]) Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 202.

zwei Profilen quer durch die Appalachien bestimmte Claypole[1]) den Zusammenschub von 161 km auf 105 km und von 97 km auf 79 km; die Zusammenpressung in dem californischen Küstengebirge schätzt Le Conte[2]) von 24—29 km auf 10 km.

Auch das Schollenland gewährt durch Aufschiebungen Anzeichen stattgehabter Kompression. Solche kann man nicht bloß in Thüringen wahrnehmen, wo in Verwerfungsklüften liegende Schichten aufgepreßt sind, Blanckenhorn[3]) bemerkte auch im syrischen Schollenlande seitliche Zusammenpressungen. Demgegenüber wird nur von einem einzigen Gebiet der Mangel von Druckerscheinungen hervorgehoben, das ist das von Dutton[4]) erforschte Coloradotafelland. Dazu gesellen sich allerdings noch beträchtliche Intrusionsländer; aber so weit die Erfahrung reicht, stehen die Länder mit Zerrungserscheinungen doch weit hinter den Pressungsgebieten zurück und man darf aus der gegenwärtigen Beschaffenheit der Erdkruste wohl folgern, daß diese eine Kontraktion erfahren hat. Dies führt zur Vorstellung eines Kleinerwerdens des Erdballes, zur Annahme des Vorwiegens von Senkungserscheinungen.

Dabei scheinen sich die Senkungsfelder vor den sich hebenden Gebieten durch einen zu großen Betrag der Schwere auszuzeichnen. Dies läßt sich aus den von R. v. Sterneck vorgenommenen Schweremessungen in Oesterreich-Ungarn herleiten. In der nordböhmischen Senke ist die Schwerkraft allenthalben zu groß, auf den Gebirgen ringsum zu klein[5]). Im Senkungsfelde der Poebene ist die Schwerkraft zu groß; der zu hohe Betrag erstreckt sich ein Stück weit in die Südalpenthäler hinein, deren Habitus auf eine Versenkung weist; im nördlichen Alpenvorlande, welches wie sehr viele Vorländer sich zu heben scheint, ist die Schwerkraft zu

---

[1]) Pennsylvania before and after the Elevation of the Appalachian-Mountains. Rep. Brit. Assoc. 1884. p. 718.

[2]) On the Evidences of horizontal crushing in the formation of the Coast Range of California. Am. Journ. (3). XI. 1876. p. 297.

[3]) Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres. Richthofen-Festschrift. 1893. S. 135.

[4]) Mount Taylor and the Zuñi Plateau. VIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1884/85. p. 113 (197).

[5]) R. v. Sterneck, Bestimmung der Intensität der Schwerkraft in Böhmen. Mitt. d. k. u. k. militärgeogr. Inst. X. 1890. S. 59.

gering, ebenso wie in der Poebene vor dem Appennin [1]). Gleiches gilt vom Karpathenvorlande, während in der großen ungarischen und der siebenbürger Senke die Schwerkraft zu groß ist. Dies ist sie auch im Wiener Becken und der steierischen Senke [2]).

Die beiden verschiedenen oberflächlich sich äußernden Arten der Krustenbewegung, die plötzlich erfolgenden Verwerfungen und die langsam von statten gehenden Verbiegungen sind unterschieden worden, seitdem man die allmähliche Hebung Skandinaviens kennen gelernt hat. Sartorius von Waltershausen [3]) trennte sie als instantane und säkulare Dislokationen. Letztere wurden auch als kontinentale bezeichnet. J. D. Dana [4]) führte sie auf Verbiegungen der Erdkruste, auf die Bildung großer Geosynklinalen und Geoantiklinalen zurück. G. K. Gilbert [5]) nannte die sie verursachenden Vorgänge epeirogenetische im Gegensatze zu den orogenetischen, gebirgsbildenden, und faßte beide als Diastrophismus zusammen, was sohin mit unseren Krustenbewegungen identisch ist. A. Issel [6]) nannte die langsamen Krustenbewegungen Bradisismen.

2. Die Magmabewegungen.

Räumlich und zeitlich verknüpft mit dem Auftreten ruckweiser Bewegungen der Erdkruste sind die des Magma, welche an einzelnen Stellen der Erdoberfläche sichtbar werden. In den Vulkanen quillt das Magma aus der Tiefe und läuft vielfach aus Fugen aus, welche mit den bei Erdbeben entstandenen Brüchen große Aehnlichkeit haben. Der dabei sich abspielende Vorgang ist dem Aufkochen einer Flüssigkeit vergleichbar. Man bemerkt Massen geschmolzenen Gesteines, die Laven, aus welchen sich mehr oder weniger heftig Gase entwickeln. Dabei ist das

[1]) R. v. Sterneck, Die Schwerkraft in den Alpen. Ebenda. XI. 1891. S. 23.

[2]) R. v. Sterneck, Relative Schwerebestimmungen. Ebenda. XII. 1892. S. 187.

[3]) Ueber die submarinen vulkanischen Ausbrüche des Val di Noto. Göttingen 1846. S. 54. Sonderabdr. a. d. Göttinger Studien 1845.

[4]) On some Results of the Earth's Contraction from Cooling. Am. Journ. (3). V. 1873. p. 423 (430).

[5]) Lake Bonneville. Mem. U. S. Geolog. Survey. I. 1890. p. 3.

[6]) Le oscillazioni lente del suolo o bradisismi. Genua 1883

Mengenverhältnis beider ein sehr verschiedenes. Bald herrschen die Gase vor; vehement aus der Lava entweichend, zerstäuben sie dieselbe und reißen feine sand- und staubförmige Partikel mit sich in die Höhe; es werden Aschen, Sande und auch größere Schlacken und Bomben ausgeschleudert; das sind die Auswürfe. Bald aber treten die Gase zurück; ohne sonderlich bedeutende Gasentwickelung, daher ohne starke Wallungen und Aufschäumungen, fließt die Lava stromförmig aus, das sind die Ergüsse. Meist aber kombinieren sich Auswürfe und Ergüsse zu den gewöhnlichen Eruptionen.

Ein gewaltiger Auswurf der jüngsten Zeit war der des Krakatau 1883 [1]). Schon im Mai dieses Jahres war jener Vulkan thätig und schleuderte große Aschenmassen aus, bis am 26. August eine gewaltige Eruption stattfand, gelegentlich welcher das Eiland größerenteils zerstört ward, sowie im benachbarten Seegrunde mannigfache Veränderungen hervorgerufen wurden. Aber es wurde weit mehr Gesteinsmaterial ausgeschleudert (18 cbkm), als den letzteren entspricht. Der größte besser gekannte Lavaerguß fand 1783 im südlichen Island statt. Erdbeben leiteten ihn, wie fast jeden vulkanischen Ausbruch, Anfang Juni des genannten Jahres ein, am 16. Juni öffnete sich dann die 24,5 km lange Lakispalte, aus welcher ungeheuere Lavamassen ausflossen, aber auch Auswürfe erfolgten. Erstere ergossen sich über die Nachbarschaft der Spalte und näherten sich als ein gewaltiger, 120 bis 200 m tiefer Strom in den Thälern der Skaptá und des Hverfisfljòt der Küstenebene, wo die Lavabewegung erst Ende Juni aufhörte. Im ganzen überschwemmte sie nach Helland 900 qkm Landes; die mittlere Mächtigkeit auf 30 m veranschlagend erhält Helland [2]) für den Erguß ein Volumen von 27 cbkm, nach Thoroddsen deckt die Lava nur 565 qkm und hat ein Volumen von bloß 12,3 cbkm [3]).

Die Magmabewegungen treten meist in unregelmäßigen Zwischenräumen ein. Die Vulkane haben nur zeitweilig Ausbrüche, welche durch mehr oder weniger lange Ruheperioden voneinander getrennt werden. Die Ausbrüche werden in der Regel durch Erdbeben ein-

---

[1]) Verbeek, Krakatau. Batavia 1886. Danach: Metzger, Der Ausbruch von Krakatau im Jahre 1883. P. M. 1886. S. 10.

[2]) Lakis kratere og lavaströmme. Un.-Progr. Kristiania. 1885.

[3]) Ueber seine Forschungsreise in Island im Jahr 1893. Verh. d. Ges. f. Erdkunde. 1894. S. 289 (295).

geleitet, darauf finden heftige Auswürfe statt, endlich erfolgt der Erguß und die vulkanische Thätigkeit setzt durch einige Zeit aus. Nur wenige Vulkane erhalten sich in permanenter Thätigkeit. Das bekannteste Beispiel hierfür ist der 914 m hohe Stromboli, nahe dessen Gipfel sich ein kleiner See flüssiger Lava befindet, der in regelmäßigen Zwischenräumen bis fast zum Ueberlaufen anschwillt, worauf mächtige Gasblasen platzen und der Lavaspiegel wieder sinkt. In ähnlicher Weise war der 5223 m hohe Sangai in Südamerika durch längere Zeit ununterbrochen thätig und ist es noch der Oshima in Japan. Der Kilauea liefert das Beispiel eines Lavasees, welcher sich zeitweilig allerdings überkrustet und sehr erhebliche unregelmäßige Schwankungen aufweist. Die Gasentwickelung ist hier eine geringe.

Von den eigentlichen Vulkanausbrüchen sind die Explosionen zu trennen, welche hie und da in Vulkandistrikten eintreten und bei welchen vielfach lediglich ein großes Loch in die Erdfläche gesprengt wird, ohne daß es zu einem vulkanischen Ausbruche kommt. Es werden dann ausschließlich bereits an der Erdkruste befindlich gewesene Gesteine ausgeworfen. Eine solche Oberflächenexplosion erfolgte am 15. Juli 1888 am Bandaisan in Japan, in welchem ein 1,213 cbkm messender Hohlraum ausgesprengt wurde[1]). Gleiches gilt von der Tarawera-Explosion am 10. Juni 1886, gelegentlich welcher an Stelle des Rotomahanasees eine 10 km lange, im Mittel 0,5 km breite und 150 m tiefe Furche im Volumen von etwa 0,5 cbkm ausgesprengt wurde[2]). Man hat es hier mit rein oberflächlichen Phänomenen zu thun, welche mutmaßlich dadurch verursacht wurden, daß die Tageswasser mit der in der Tiefe befindlichen Lava zusammenkamen, überhitzt wurden und plötzlich sich in Dampf verwandelten. Häufig öffneten solche Explosionen, durch welche ganze Berggipfel abgesprengt worden sind, späteren Ausbrüchen die Wege und leiteten dieselben ein.

---

[1]) Sekiya and Kikuchi, The Eruption of Bandaisan. The Journ. of the College of Sc. Imp. University. III. Pt. II. Tokio 1889.

[2]) James Hector, Preliminary Report on the recent volcanic Eruptions. Presented to the General Assembly. Wellington 1886. — F. W. Hutton, The Eruption of Mount Tarawera. Quart. Journ. Geolog. Soc. XLIII. 1887. p. 178. — Penck, Der Ausbruch des Tarawera und Rotomahana auf Neuseeland. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1887. S. 28.

Sind die Vulkanausbrüche zeitlich, so sind auch die Vulkangebiete räumlich mit Erdbeben verknüpft, welch letzteren nicht immer unmittelbar ein Ausbruch folgt. Diese vulkanischen Beben, typisch auf Ischia auftretend[1]), sind von beschränkter Ausdehnung, aber häufig von vehementer Wirkung, sie führen sich wohl größtenteils darauf zurück, daß das aufsteigende Magma auf Widerstände stößt, gleichsam an seine Decke anprallt, und halten an, bis dasselbe einen Ausweg nach oben gefunden. So waren z. B. die phlegräischen Felder vor dem Ausbruche des Monte Nuovo viel reicher an Erdbeben als gegenwärtig[2]).

Auch plötzliche Hebungen und Senkungen der festen Erdkruste kommen in den Vulkangebieten vor. Ruckweise ward die Küste von Torre del Greco bei der Vesuveruption vom 8. Dezember 1861 auf 2 km Entfernung um 1 m gehoben, worauf alsbald eine Senkung eintrat. Gleiches hatte sich bereits beim Ausbruche von 1631 ereignet[3]). Gleiches endlich gilt nach der von Sueß.[4]) gegebenen Darstellung vom berühmten Serapistempel bei Pozzuoli. Derselbe war mit seiner Umgebung allmählich unter das Meer getaucht, so daß seine aufrecht stehenden Säulen in einer gewissen Höhe von Bohrmuscheln angebohrt werden konnten. Gleichzeitig mit dem Ausbruche des Monte Nuovo am 28. September 1538 wurde er dann um 5,8 m ruckweise emporgehoben. Trotzdem liegt er aber immer noch tiefer als zur Zeit seiner Erbauung und sinkt jetzt samt seiner Umgebung. In den benachbarten pontinischen Inseln endlich glaubt H. Emmons auf Palmarola eine Hebung von 64 m seit 1822, also von 1 m im Jahre nachweisen zu können[5]).

---

[1]) H. J. Johnston-Lavis, Monograph of the Earthquakes of Ischia. London 1885. — R. Hoernes, Erdbebenkunde. Leipzig 1893. S. 257.

[2]) Mercalli, Bollet. Soc. Geolog. Italiano. X. 1891. p. 179.

[3]) Palmieri, Guiscardi und Tchihatchef, Eruption du Vésuve. C. R. LIII. 1861. p. 1231 (1233, 1235, 1239). — Tchihatchef, Der Vesuv im Dezember 1861. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien. 1862. Verhandl. S. 179 (182).

[4]) Das Antlitz der Erde. II. 1888. S. 489.

[5]) Hebung der Insel Palmarola. Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1892. II. S. 83.

Die Laven der heutigen Vulkane schließen sich in Bezug auf ihre petrographische Beschaffenheit auf das engste den Ergußgesteinen der geologischen Schichtfolge an; in Bezug auf ihre chemische Zusammensetzung weichen sie nicht von den übrigen Massengesteinen ab und gleich denselben stellen sie insgesamt eine Menge von Uebergängen zwischen extrem basischen und extrem saueren Gesteinen dar, so daß Bunsen[1]) glaubte, sie durch Mischung zweier Magmen der normaltrachytischen und normalpyroxenischen erklären zu können. Ein und derselbe Vulkan zeigt nicht selten Verschiedenheiten des ergossenen Materiales. Der Kieselsäuregehalt der Aetnalaven aus historischer Zeit schwankt zwischen 46 und 52%, jedoch sind diese Unterschiede nicht groß genug, um danach die Laven verschiedenen Gesteinen zuzuweisen. Mehrfach haben die gegenwärtigen Vulkane in einem früheren Entwickelungsstadium aber auch andere Gesteine als gegenwärtig geliefert. Der Vesuv ergoß früher Trachyte, jetzt Basalte (Leucitophyre), Lipari lieferte einst Andesite, jetzt Liparite (Rhyolithe). In weit entlegenen Gebieten, nämlich in Ungarn und Californien, zeigte sich dieselbe bestimmte Aufeinanderfolge von Gesteinen während der Gesamtdauer der vulkanischen Thätigkeit[2]). Dieselbe ist 1. Propylit, 2. Andesit, 3. Trachyt, 4. Rhyolith, 5. Basalt, d. h. es beginnt die Reihe mit einem zwischen den extrem saueren und basischen in der Mitte stehenden Gesteine, es folgen darauf immer kieselsäurereichere und leichtere Laven, zum Schlusse kommen die kieselsäureärmeren und schwereren. Es macht den Eindruck, als ob erst ein Gemisch, dann die leichteren und endlich die schwereren Konstituenten ergossen worden wären.

Die Menge der durch vulkanische Ergüsse und Auswürfe geförderten Materialien ist eine sehr bedeutende; jedoch ist es sehr schwierig, dieselbe genauer zu ermitteln.

---

[1]) Poggendorffs Annalen. LXXXIII. 1851. S. 197. Vergl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. Bonn 1866. II. S. 453.

[2]) F. v. Richthofen, Die natürliche Gliederung und der innere Zusammenhang der vulkanischen Gesteine. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XX. 1868. S. 663 (703).

Dies mag der Grund dafür sein, daß noch wenige einschlägige Untersuchungen vorliegen.

Die Volumen einiger Lavaströme werden in folgender Tabelle zusammengestellt:

Vesuv [1] . .	1737	0,012 cbkm
	1794	0,009 „
	1855	0,031 „
	Mittel	0,017 cbkm

Bourbon .	1787 [2]	0,076 cbkm
Hekla . .	1845 [3]	0,432 „
Myvatn .	1875 [3]	0,300 „
	Mittel (Island)	0,366 cbkm

Aetna [4] .	1669	0,980 cbkm
	1852	0,420 „
	1865	0,092 „
	1869	0,008 „
	1874	0,001 „
	1879	0,057 „
	Mittel	0,243 cbkm

Hawaii [5] .	1840	0,63 cbkm
	1852	0,51 „
	1855	4,86 „
	1859	2,73 „
	1868	1,67 „
	1881/82	2,01 „
	Mittel	2,07 cbkm

Im Mittel liefert hiernach ein Erguß etwas mehr als ½ cbkm (0,552) Lava. Nun haben nach Kluge[6]) von 1800—1860 550 Ausbrüche stattgefunden, jährlich also deren etwa 10. Danach kann die jährlich geförderte Lavamenge auf mehr als 5 cbkm angesehen werden. Wird angenommen, daß ebensoviel Aschen ausgeworfen werden, so erhält man als Gesamtvolumen der jährlich durch die Vulkane an die Erdoberfläche gebrachten festen Materialien 10 cbkm. Das ist ungefähr ebensoviel als von den Flüssen ins Meer geführt wird. Jener Wert muß als minimaler gelten, wenn man nur die gelegentlich erfolgenden Masseneruptionen berücksichtigt. Es werden geschätzt:

---

[1]) J. Schmidt, Die Eruption des Vesuv im Mai 1855. Wien 1856. S. 40.

[2]) C. W. C. Fuchs, Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig 1865. S. 310.

[3]) Johnstrup, Om de i aaret 1875 forefaldne vulkanske Udbrud paa Island. Geogr. Tidskrift. Kopenhagen. 1877. S. 50.

[4]) Sartorius v. Waltershausen und v. Lasaulx, Der Aetna. Leipzig 1880. II. S. 393.

[5]) Auf der von Dutton (Hawaiian Volcanoes. IVth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1882/83. p. 81. Pl. IV) mitgeteilten Karte von Hawaii 1:784000 wurden die Oberflächen der Lavaströme ausgemessen und deren Volumen unter Annahme einer mittleren Mächtigkeit von 30 m berechnet.

[6]) Ueber Periodicität vulkanischer Ausbrüche. Neues Jahrb. f. Miner. u. Geolog. 1862. S. 582.

die Lakiergüsse 1783 (Helland) .	27 cbkm	
„ Auswürfe des Tomboro 1815 .	103	„
„ „ „ Coseguina 1835 .	150	„
„ „ „ Krakatau 1883[1]	18	„
Summa	298 cbkm	

Es lieferten also nur vier Ausbrüche zusammengenommen innerhalb der letzten 100 Jahre durchschnittlich etwa 3 cbkm jährlich.

Kann die Größe der Massentransporte durch Flüsse auf der Landoberfläche etwa gleich der Menge der durch die Vulkane aus der Tiefe geförderten Materialien sein, so ist doch die in jenen geleistete Arbeit eine weit geringere, als die von den Vulkanen bewirkte. Die von den Massentransporten geleistete Arbeit kann gleich dem Produkte der bewegten Masse und ihrer Fallhöhe vom Mittelniveau der Festländer bis zum Meeresspiegel gesetzt werden, die der Vulkane ist etwa gleich derselben Masse, multipliziert mit der gesamten Steighöhe des Magma aus der Tiefe bis weit über das mittlere Niveau der Kruste. Liefern doch die südamerikanischen Vulkane noch in 5000—6000 m Höhe Ergüsse, und erreichte die Rauchwolke bei der Krakataueruption 11 km Höhe.

Die Arbeit, welche bei dem Coseguinaausbruche allein im Ausschleudern der Auswürflinge im Volumen von 150 cbkm bis zu einer Höhe von 10 km geleistet worden ist, beziffert sich auf 3,75 Trillionen Meterkilogramm, ist also etwa gleich dem fünften Teile der Arbeit, welche das rinnende Wasser im Laufe eines Jahres auf dem Lande ausübt (vergl. S. 273).

Angesichts der großen lebendigen Kraft, mit welcher bei vulkanischen Eruptionen das Magma an die Erdoberfläche tritt, ist nicht an der Möglichkeit zu zweifeln, daß das Magma dort, wo ihm kein Ausweg aus der Kruste offen steht, in dieselbe injiziert werden kann, wobei letztere über dem eingedrungenen Magma aufgewölbt, also verbogen wird. Derartige rezente Intrusionen entziehen sich natürlich der Beobachtung; die von G. K. Gilbert[2]) beschriebenen Lakkolithen vergewissern jedoch

---

[1]) Verbeek, Krakatau. Batavia 1886. p. 140.
[2]) Report on the Geology of the Henry Mountains. 1877. p. 19.

über die Möglichkeit ihrer Entstehung während noch verhältnismäßig junger geologischer Vergangenheit.

Ob Lava aus der Tiefe gefördert und über das Land ergossen wird, oder ob die über dem Magmaherde befindliche Krustendecke so weit emporgeschoben wird, daß die dadurch bewirkte Erhöhung der Erdoberfläche der durch den Erguß hervorgerufenen gleichkommt, das erheischt in beiden Fällen die gleiche Arbeitsleistung. Bei der Coseguinaeruption wurde sohin dieselbe Arbeit geleistet, wie bei einer Erhebung von 150000 qkm um 1 m, also etwa $^1/_5$ der Arbeit, welche durch die Erhebung Schwedens im Jahrhundert geleistet wird; bei der Krakataueruption wurde eine dreimal größere Arbeit bewirkt, als bei der Hebung in Neuseeland 1855.

Allerdings ist bei dieser Erwägung die Festigkeit der Erdkruste außer Betracht gelassen, welche neben dem Gewichte des Krustenteiles dessen Dislokation erschwert. Es ist aber auch nicht gewürdigt worden, daß in der Regel die Lava nicht bloß auf die Erdoberfläche ergossen, sondern zuvor bis zur Mündung eines Eruptionsschlotes gehoben wird, daß ferner die Auswürflinge erst hoch in die Luft geschleudert werden, ehe sie zu Boden fallen.

Die vulkanischen Produkte werden rings um die Ausbruchstelle zu einem Schlote angehäuft, dessen Höhe ungefähr das Niveau angibt, bis zu welchem die Laven durchschnittlich in der betreffenden Gegend ansteigen. Dieselben können sohin, wie Mallet[1]) gezeigt hat, als ein Maß für den Ueberschuß des Magmadruckes nach oben gegenüber dem Gewichte der Kruste dienen. Aus dem Mittel dieser Höhen ergibt sich die mittlere Steighöhe des Magma, welche beträchtlich die mittlere Höhe der Festländer übersteigt. Dieselbe zeigt an benachbarten Orten oft recht verschiedene Beträge. Sie ist auf Hawaii am Mauna Loa z. B. über 4000 m, am Kilauea schwankt sie um 1000 m; am Vesuv liegt sie in 1200 m Höhe, am Monte Nuovo in 28 km Entfernung nur in 130 m Höhe. Es können sohin die in den verschiedenen Vulkanen auftretenden Magmen nicht mit Flüssigkeiten in kommunizierenden Röhren verglichen werden.

Zugleich zeigt sich, daß gelegentlich benachbarte Vulkane sehr verschiedene Laven lieferten. Der Vesuv

---

[1]) Great Neapolitan Earthquake of 1857. London 1862. II. p. 341.

fördert Leucitbasalte; während einer großen Ruheperiode desselben warf der Monte Nuovo 1538 Augit-Trachyte aus und ebensolche ergoß 1301 der nur 44 km vom Vesuve entfernte Epomeo. Aber selbst gleichzeitig entsteigen den Vulkanen eines größeren Vulkangebietes verschiedene Laven, wie z. B. im Mittelmeere, wo 1865 der Aetna Feldspatbasalt, 1866 Santorin Trachyte und 1866 der Vesuv Leucitbasaltlaven lieferte, während freilich in anderen Gebieten, wie z. B. in den Anden und in Java, eine große Einheitlichkeit der Eruptionsprodukte auffällt.

Dabei existieren aber doch gewisse antagonistische Beziehungen zwischen Nachbarvulkanen [1]). Der Epomeo und Monte Nuovo waren thätig, als der Vesuv ruhte. Ein ähnlicher Antagonismus herrscht zwischen dem Schiwuletsch und der Kliutschewskaja Skopa auf Kamtschatka; bei den großen isländischen Ausbrüchen von 1875 waren abwechselnd der Askia und die Vulkane am Mückensee thätig. In anderen Fällen aber entfaltete sich auf entlegenen Punkten der Erdoberfläche gleichzeitig eine besonders heftige Thätigkeit verschiedener Vulkane, wie z. B. 1883; gleichzeitig mit dem Krakatau waren thätig: in den Sundainseln der Merapi, in Alaska die Insel Augustin, in den Alëuten das Eiland Bogosloff, im Niaraguasee die Insel Ometepec. Zugleich fanden mehrere Erdbeben statt, von welchen das verheerende von Ischia den vulkanischen zugezählt werden muss [2]).

So zeigt denn einerseits die vulkanische Thätigkeit eine Reihe von Verschiedenheiten, welche auf eine Lokalisierung ihrer Herde deuten, während andererseits doch die Gesamtheit ihrer Produkte und die Art ihrer Entfaltung deutlich auf eine gemeinsame Ursache weisen. In gleicher Richtung deutet ihre Verbreitung (vergl. Bd. II, S. 429). Die Vulkane beschränken sich auf die labilen Krustenteile, mit welchen sie die Nachbarschaft des Meeres teilen. Oefters stehen sie hier mitten in Senkungsfeldern,

---

[1]) Kluge, Ueber Synchronismus und Antagonismus von vulkanischen Eruptionen. Leipzig 1863.

[2]) Verbeek, Krakatau. Batavia 1886. p. 462.

was den Anschein erweckt, als ob das von ihnen gefördete Material aus ihrer Unterlage ausgequetscht sei. Mehrfach aber trifft man Vulkane auch auf sich hebenden Schollen, und in dieser Hinsicht ist ihr Auftreten auf dem Coloradoplateau mit seinen Zerrungserscheinungen sehr bemerkenswert. Hat sich auch daselbst in der dort besonders kurzen historischen Zeit keine Lava ergossen, so ist doch die Oberfläche der Ströme so frisch, daß Dutton[1]) den Sagen der Mexikaner einigen Glauben schenkt, wonach zur Zeit der spanischen Eroberung die Ströme noch heiß waren.

Die Erscheinungen der Vulkane und Erdbeben sind oft und zwar früher häufig gemeinsam geschildert worden. So stellten F. Hoffmann[2]) und Landgrebe[3]) beide gemeinsam dar, ebenso C. W. C. Fuchs in zwei Werken[4]). Erst seit den Berichten von R. Mallet[5]) hat sich die Behandlung der Erdbeben von jener der Vulkane getrennt; Mallet gab auch eine Bibliographie der Erdbebenlitteratur[6]), während Perrey in zahlreichen Schriften[7]) deren zeitliches Auftreten behandelte, das vorher schon v. Hoff[8]) und später C. W. C. Fuchs[9]) chronikartig zusammenstellten. Im wesentlichen auf Mallets Boden steht das Werk von John Milne[10]); jenes von Rossi[11]) würdigt namentlich die kleinen Erschütterungen und ihr Verhältnis zu den meteorologischen Vor-

[1]) Mount Taylor. VIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1884/85. p. 113 (181).

[2]) Ueber die Vulkane und die mit ihnen verbundenen Erscheinungen. Hinterl. Werke. II. Berlin 1838. S. 273.

[3]) Naturgeschichte der Vulkane. Gotha 1855. 2 Bde.

[4]) Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig 1865. — Vulkane und Erdbeben. Leipzig 1875.

[5]) Reports on Earthquakes. Rep. Brit. Assoc. 1850. 1851. 1852. 1858.

[6]) Report Brit. Assoc. 1858. p. 107.

[7]) Zusammengestellt von Mallet, am eben angeführten Orte.

[8]) Chronik der Erdbeben und Vulkanausbrüche. Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche. Gotha. IV. 1840. V. 1841.

[9]) Vergl. Jahresberichte über Vulkane und Erdbeben. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1865—1871, 1872—1885 in Tschermaks Mineral. Mitt. — Statistik der Erdbeben von 1865—1885. Sitzber. Math.-naturw. Kl. Akad. Wien. XCII. 1. Abt. 1885. S. 215.

[10]) Earthquakes and other Earth Movements. London 1886. (International Scientific Series. LVI.)

[11]) Meteorologia endogena. Mailand. I. 1879. II. 1882.

gängen, wogegen das von R. Hoernes[1]) namentlich die Geologie der Erdbeben behandelt. Fouqué[2]) gab eine populäre Darstellung namentlich mikroseismischer Erscheinungen, auch Léon Vinot[3]) widmete ein Büchlein den Vulkanen. Durch mehrere Jahre existierte in Japan eine Gesellschaft zur Pflege des Erdbebenstudiums, deren Veröffentlichungen[4]) nunmehr durch ein selbständiges Organ[5]) ersetzt worden sind; in Italien ist eine Staatsanstalt[6]) für Meteorologie und Geodynamik begründet, deren Annalen namentlich auch Erdbeben und Vulkanausbrüche betreffen. Erdbebenkommissionen haben sich in verschiedenen Ländern gebildet.

Speziell über Vulkane besitzt die englische Litteratur in dem Werke von Scrope[7]) geradezu ein klassisches und in dem von Judd[8]) einen kurz und prägnant gefaßten Leitfaden. Das Werk von J. D. Dana[9]) beschäftigt sich vornehmlich mit den hawaiischen Vulkanen. Ferner schrieb Vélain[10]) ein Büchlein über Vulkane. Eine Statistik der Vulkanausbrüche stellte Kluge[11]) zusammen. Sehr schätzbare Berichte über die Vulkan- und Erdbebenlitteratur gaben H. Hergesell und Rudolph, zunächst gemeinsam, dann letzterer allein[12]).

3. Hypothese über das Erdinnere.

Zum Verständnisse der gegenseitigen Beziehungen sowie der Ursachen der Krusten- und Magmabewegungen

---

[1]) Erdbebenkunde. Die Erscheinungen und Ursachen der Erdbeben, die Methoden ihrer Beobachtung. Leipzig 1893.

[2]) Les tremblements de terre. Bibl. scient. cont. Paris 1888.

[3]) Étude sur les tremblements de terre. Paris 1893.

[4]) Transactions Seismological Society of Japan. I—XVI. Index der ersten 6 Bände bei Milne, Earthquakes.

[5]) Seismological Journal of Japan.

[6]) Ufficio centrale meteorologico e geodinamico italiano. Rom.

[7]) Volcanos, the Character of their Phenomena etc. London 1862.

[8]) Volcanoes, what they are and what they teach. 4th ed. London 1888. (International Scientific Series. XXXV.)

[9]) Characteristics of Volcanoes. London o. J. (1890).

[10]) Les Volcans, ce qu'ils sont et ce qu'ils nous apprennent. Paris 1884.

[11]) Ueber Periodicität vulkanischer Ausbrüche. Neues Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1862. S. 582. — Ueber Synchronismus und Antagonismus von vulkanischen Eruptionen. Leipzig 1863.

[12]) Die Fortschritte der Geophysik. Geogr. Jahrb. XI. 1887. S. 207 (227). XIII. 1889. S. 101 (131). XV. 1891. S. 31 (68). XVI. 1893. S. 129 (172).

ist unerläßlich das Erdganze in Betracht zu ziehen, und dies kann nicht geschehen, ohne daß gewisse Annahmen über den inneren Zustand der Erde gemacht werden.

Diese Annahmen können sich nur auf sehr wenigen thatsächlichen Grundlagen aufbauen. In erster Linie kommt die Beobachtung in Frage, daß man allenthalben, wo man von der Landoberfläche in die Tiefe eindrang, eine Temperaturzunahme wahrnahm, welche auf 100 m 2,5° bis 3° C. beträgt. Weiter ist sehr belangvoll, daß die mittlere Dichtigkeit der Erdkruste (2,2—3) weit geringer ist als die mittlere Dichtigkeit der Gesamterde (5,6), so daß im Erdinnern dichtere Massen als auf der Oberfläche vorhanden sein müssen. Aus Beobachtungen über die Präzession und Nutation muß man gleichfalls auf eine Dichtigkeitszunahme gegen das Innere folgern, welche allmählich geschieht.

Nach Helmert[1]) ergibt sich auf Grund der letzterwähnten Beobachtungen eine Dichtigkeit des Erdinnern $\Theta_c = 11{,}2$ bei einer mittleren Dichtigkeit von $\Theta_m = 5{,}6$ und einer Dichtigkeit der obersten Kruste von $\Theta_0 = 2{,}6$. Die Tiefe h, in welcher eine beliebige zwischen 2,6 und 11,2 liegende Dichtigkeit Θ herrscht, läßt sich aus folgender Formel berechnen:

$$h = r\left(1 - \sqrt{\frac{1 - \sqrt{0{,}0821\,\Theta + 0{,}08}}{0{,}46}}\right),$$

worin r den Erdradius bedeutet. Weitere Formeln über die Dichtigkeitszunahme nach dem Erdinnern stellten O. Tumlirz[2]) und F. M. Stapff[3]) auf.

Die Temperaturzunahme mit der Tiefe ist nur innerhalb einer dünnen Krustenschicht wahrgenommen worden, welche bloß $^1/_{4000}$ des Erdradius beträgt. Das hier beobachtete Maß kann daher gewiß nicht als ein allgemein gültiges gelten, und es ist nicht gestattet mit Hilfe des-

---

[1]) Theorieen. II. S. 475.

[2]) Die Dichte der Erde, berechnet aus der Schwerebeschleunigung und der Abplattung. Sitzber. k. Akademie d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Kl. CI. Abt. IIa. 1892.

[3]) Ueber die Zunahme der Dichtigkeit der Erde nach ihrem Innern. Gerlands Beiträge zur Geophysik. II. 1894. S. 1.

selben die in beliebigen Tiefen herrschenden Temperaturen zu berechnen. Die Thatsache aber, daß in den Vulkanen dem Erdinnern Laven entquellen, deren Dichtigkeit nicht wesentlich von jener der obersten Krustenschicht abweicht, erweist, daß in Tiefen, in welchen noch keine wesentliche Dichtigkeitszunahme gegenüber der Oberfläche verspürt wird, bereits sehr hohe Temperaturen herrschen.

Nach obiger Formel würden Gesteine, wie Andesite und Trachyte mit einem spez. Gew. von 2,7—2,8 aus Tiefen von 73 bis 117 km, Basalte (spez. Gew. 2,9—3) aus Tiefen von 169 bis 221 km stammen. Danach würde man eine Temperatur von 1200°, bei welcher Gesteine schmelzen, bereits in 73 km Tiefe anzunehmen haben, was eine Temperaturzunahme von 1° auf 61 m ergeben würde. Es ist hieraus zu entnehmen, daß die Temperaturzunahme nach dem Erdinnern bis zu Tiefen, welche 1,1 % des Erdradius ausmachen, daher 40mal tiefer reicht, als bisher durch direkte Beobachtungen erwiesen. Man wird daher wohl annehmen können, daß im Erdinnern außerordentlich hohe Temperaturen herrschen.

Die Temperaturzunahme mit der Tiefe bezeichnet einen großen Energievorrat der Erde. Bei einer mittleren spezifischen Wärme der Gesteine von 0,2 ist das Arbeitsäquivalent der Temperaturerhöhung einer Schicht von 1° eine Erhebung derselben um 84 m, also bei einer Temperaturzunahme mit der Tiefe um 1° auf 34 m besitzt jede Schicht gegenüber einer 34 m höher gelegenen einen solchen Vorrat an freier Energie, um sich 50 m über dieselbe erheben zu können. Nun kann unter Umständen jene potentielle Energie in mechanische Arbeit umgewandelt werden, wenn z. B. Wasser mit heißen Gesteinen in Berührung kommt und durch diese in Dampf verwandelt wird. Verliert dabei ein Gestein so viel Wärme an das Wasser, daß es um 500° abgekühlt wird, so kann es um 42 km gehoben werden.

So hohe Hitzegrade, wie sie mutmaßlich im Erdinnern herrschen, beeinflussen den Aggregatzustand und die chemische Zusammensetzung der Stoffe. Es schmelzen die einzelnen Materialien der Erdkruste beim Erhitzen, und es muß wohl angenommen werden, daß sie nach der Analogie mit anderen Körpern bei sehr hohen Wärmegraden in den gasförmigen Zustand übergehen. Die Temperaturen, bei welchen die Uebergänge aus einem Aggregatzustande in den andern stattfinden, werden vom

Drucke beeinflußt, und zwar erhöht zunehmender Druck den Schmelzpunkt jener Stoffe, die beim Schmelzen eine Volumzunahme erfahren. Je geringer aber der Unterschied zwischen den spezifischen Volumina solcher Körper im starren und flüssigen Zustande ist, desto geringer ist jene Erhöhung, beziehentlich bei entgegengesetztem Verhalten der Volumina der geschmolzenen und starren Körper die Erniedrigung der Temperatur des Schmelzpunktes. Auch der Siedepunkt der einzelnen Körper wird durch zunehmenden Druck erhöht, jedoch kommen oberhalb einer bestimmten Temperatur, die als kritische bezeichnet wird, die Körper nur in gasförmigem Zustande vor. Temperaturerhöhung bewirkt endlich einen Zerfall der Stoffe in ihre Elemente, eine Dissoziation derselben, welche innerhalb ziemlich weiter Temperaturgrenzen erfolgt. So hat denn die Annahme sehr hoher Temperaturgrade im Erdinnern, zu welcher die oben erwähnten Beobachtungen führen, als notwendige Konsequenz die Annahme eines gasförmigen Erdinnern, welches aus einzelnen Elementen im unverbundenen Zustande zusammengesetzt wird. Nach den Untersuchungen von A. Ritter[1]) zeigt ein gasförmiger Himmelskörper nach seinem Innern hin eine Zunahme seiner Temperatur und seiner Dichtigkeit, so daß die Annahme eines gasförmigen Erdinnern durchaus vereinbar ist mit der notwendigen Annahme einer allmählichen Zunahme der Dichtigkeit des Erdballes nach dessen Mitte hin.

Selbst bloße atmosphärische Luft würde ein solches Verhalten zeigen. Denkt man sich einen Schacht, welcher bis zum Erdmittelpunkte führt, so wird nach den Berechnungen von A. Ritter die Luft am Boden desselben eine Dichte von 143,5 und eine Temperatur von 31902° C. besitzen. Statt der Erdkugel könnte man sich eine Gaskugel von gleicher Größe und Dichtigkeit vorstellen, deren Dichte im Mittelpunkte 22,3 wäre, wobei jedes Massenkilogramm hier eine innere Wärme von 17417

---

[1]) Untersuchungen über die Höhe der Atmosphäre und die Konstitution gasförmiger Himmelskörper. Wiedemanns Annalen. V. 1878. S. 422. — Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische Probleme. Hannover 1879. S. 15.

Wärmeeinheiten besäße. Hätte die Erdmasse die spezifische Wärme der Luft, so würde am Mittelpunkte eine Temperatur von 103400° C. herrschen, und in einer Tiefe von 637 km eine solche von 19000°. Diese Berechnungen gelten insgesamt unter der Voraussetzung, daß das Boyle-Mariottesche Gesetz für jeden Druck und jede Temperatur anwendbar ist. Es ist aber nicht denkbar, daß die Gase eine unbegrenzte Kompressionsfähigkeit besitzen.

Würde die Erdkruste aus einem einheitlichen Stoffe zusammengesetzt sein, so ließe sich wenigstens eine annähernde Vorstellung über die Tiefe, in welcher nur gasförmige Massen auftreten können, direkt aus der kritischen Temperatur jenes Stoffes herleiten.

Bestünde die Erde aus Wasser, dessen kritische Temperatur 580° C. beträgt, so würde, eine Temperaturzunahme von 2,5° auf 100 m Tiefe vorausgesetzt, bereits in einer Tiefe von 23,2 km das gasförmige Innere beginnen, und da die Dissoziationstemperatur des Wassers zwischen 1000° und 2500° liegt, so würde man von einer Tiefe von 100 km an nur ein Gemenge von Knallgas antreffen. Bei der kritischen Temperatur des Wassers aber sind viele Stoffe der Erdkruste noch nicht schmelzbar, sondern schmelzen erst bei Temperaturen, bei welchen Wasser dissoziiert wird.

Von den verschiedenartigen Substanzen, welche die Erdkruste zusammensetzen, werden in gewissen Tiefen die einen bereits geschmolzen sein, während die anderen noch fest sind. Geschmolzene Körper vermögen aber vielfach feste zu lösen, und der Schmelzpunkt der Lösungen liegt dann tiefer als der des gelösten Körpers, überdies können geschmolzene Körper Gase lösen (absorbieren). Daher werden die in gewissen Tiefen auftretenden geschmolzenen Substanzen die gleichzeitig vorhandenen festen und gasförmigen lösen, und es wird ein flüssiges Gemenge von der Art des Magma vulkanischer Eruptionen entgegentreten. Das Magma des Erdinnern ist je nach seiner Zusammensetzung in verschiedenen Tiefen zu erwarten, auch ist denkbar, daß dort, wo leicht schmelzbare Stoffe mitten in schwerer schmelzbaren auftreten, flüssige Magmanester in der starren Kruste vorkommen, in denen eine Art Saigerung der Bestandteile stattfindet. Der Uebergang der Kruste in das Magma ist aber in keinem Falle ein sehr jäher, sondern stets

als ein allmählicher zu denken. Unter hohem Drucke werden Gesteine bekanntlich zerquetscht, und wenn durch enge Umschließung das Zerbröckeln in einzelne gröbere Trümmer gehindert wird, dann kann das Gestein in seiner Gesamtheit gebogen werden.

Auf diese Verhältnisse hat namentlich A. Heim[1]) hingewiesen. Nach ihm zerquetschen Gesteinssäulen durch ihr eigenes Gewicht ihren Sockel und zwar:

Ziegel	bei	einer	Säulenhöhe	von	166	m
Sandstein	"	"	"	"	900—1300	"
Kalkstein	"	"	"	"	1100—1800	"
Granit und Gneis	"	"	"	"	1800—2600	"
Porphyr	"	"	"	"	2860	"

Danach würde man schon bei einer Tiefe von 2000—3000 m unter der Erdoberfläche eine gewisse Nachgiebigkeit der Gesteine annehmen müssen, einen latent-plastischen Zustand, in welchem sie biegsam werden. Thatsächlich lassen sich allerdings die Brüche der Erdkruste in viel namhaftere Tiefen verfolgen. Künstlich konnte Kick[2]) diesen latent-plastischen Zustand nachahmen, indem er Gesteine unter hermetischem Verschlusse hohem Drucke aussetzte. Es gelang ihm dabei die bruchlose Umbiegung darzustellen.

Es ruht die starre Erdkruste gleichsam auf einem weichen Polster latent-plastischen und darunter flüssigen Materiales auf, und es befindet sich die Erdkruste im Ruhezustande in einer Art hydrostatischen Gleichgewichtes; die hohen kontinentalen Teile müssen die leichteren, die tiefen subozeanischen die schweren Teile sein, sowie es den thatsächlichen Verhältnissen entspricht.

Der Uebergang der Magmapartieen in den gasförmigen Kern ist gleichfalls nicht als scharfer anzunehmen. Entziehen sich doch die Unterschiede zwischen flüssigem und gasförmigem Zustande bei sehr hohem Drucke und

---

[1]) Vergl. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. II. Basel 1878. S. 79.

[2]) Das Gesetz der proportionalen Widerstände. Leipzig 1885. — Technische Blätter. 1889. Heft 3. — Ueber die ziffermäßige Bestimmung der Härte und über den Fluß spröder Körper. Zeitschr. d. Oesterr. Ing.- u. Arch.-Ver. XLII. 1890. S. 1.

nahe der kritischen Temperatur selbst im Experimente der Wahrnehmung.

Nach dieser Auffassung hat man sich den Erdball als eine Gaskugel vorzustellen, die zunächst mit einer flüssigen Magmaschichte und dann mit einer festen Kruste umgeben ist, welche beiden Hüllen sich weder voneinander noch vom Kerne scharf absetzen. Von außen nach innen vorschreitend hat man daher eine Reihenfolge von unbestimmt abgegrenzten Zuständen, wie sie etwa durch Glas, Siegellack, Pech, Melasse, Oel, Wasser und Gas repräsentiert werden, sowie konstant zunehmende Temperatur und Dichte zu erwarten.

Die Würdigung der Temperaturzunahme mit der Tiefe und der Vulkane hat seit langem zur Annahme eines glutflüssigen Erdinnern geführt; Ath. Kircher, Cartesius, Leibniz und Buffon haben ein solches bereits gefordert; Cordier, Constant Prévost und die Vulkanisten haben diese Anschauung in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts weiter ausgebaut[1]). Zweifel an der Beweglichkeit des Erdinnern wurden erst rege, wie M. E. Wadsworth[2]) in seiner Zusammenstellung der Gründe für die Starrheit des Erdinnern zeigte, als William Hopkins aus den Erscheinungen der Präzession und Nutation auf einen bis zu namhafter Tiefe starren Erdkörper schloß, und sie fanden allgemeine Verbreitung, als ausgehend von einem glutflüssigen Ursprunge der Erde William Thomson[3]), der nunmehrige Lord Kelvyn, zur Vorstellung gelangte, daß das Erdinnere starr sei. Er nimmt an, daß die auf dem ursprünglich flüssigen Balle entstandenen Krustenschollen in ihre Unterlage eingesunken seien, da sie spezifisch schwerer als dieselben sein müßten, und erblickt in den Erscheinungen der Präzession sowie der Gezeiten eine Stütze für die angenommene Starrheit des Innern. Ein flüssiges Erdinnere müsse Gezeiten aufweisen, so daß sich die ozeanischen über ihm nur minimal entwickeln könnten.

Die Annahme, daß das Erdinnere starr sei, welcher auch

---

[1]) Vergl. hierzu C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. I. 1858. S. 57. — S. Günther, Geophysik. I. 1884. S. 314.

[2]) On the Evidence that the Earth's Interior is solid. Am. Naturalist. 1884. p. 587, 678, 767.

[3]) On the Secular Cooling of the Earth. Trans. R. Soc. Edinb. XXIII. 1864. p. 157. — The Internal Condition of the Earth, as to Temperature, Fluidity and Rigidity. Trans. Geolog Soc. Glasgow. VI. 1879.

Reyer[1]) beipflichtet, wird aber durch die Erscheinungen der Präzession nicht notwendigerweise gefordert[2]), wie seither auch von Lord Kelvyn zugestanden wurde. Es kommt nach G. H. Darwin nur die Nutation in Betracht. Hinsichtlich der Gezeiten aber, die ein flüssiges Erdinnere haben sollte, ist zu bemerken, daß die Gezeiten erregende Kraft ihre Richtung von Augenblick zu Augenblick ändert, und es ist wohl fraglich, ob der in eine zähe und starre Hülle eingekapselte Erdkern ihr sofort zu folgen vermag. Was endlich das Untertauchen erstarrter Schollen anbelangt, so nimmt die Dichtigkeit der Massen nach dem Erdzentrum hin zu, so daß erstarrte Massen immer nur in den oberflächlichsten Schichten einer noch gänzlich flüssigen Erde untertauchen könnten[3]). Vom rein physikalischen Standpunkte aus liegt heute kein zwingendes Argument dafür vor, daß das Erdinnere starr sei. „Ob die Erde nicht zugleich sehr plastisch unter der Wirkung lang anhaltender Kräfte und in hohem Maße starr unter der Wirkung periodischer Kräfte von kurzer Periode ist — es ist ziemlich sicher, daß einige Jahre verstreichen müssen, bis die Argumente für alle Beteiligten überzeugend sind“ [4]).

Die Ansicht William Thomsons über die Starrheit der Erde ist wesentlich mit aus der Erkenntnis erwachsen, daß die Temperatur des Schmelzpunktes jener Substanzen, welche beim Erstarren an Volumen abnehmen, durch Druck erhöht wird. Danach mußte wohl möglich erscheinen, daß unter dem hohen Drucke des Erdinnern manche Substanzen bei Temperaturen starr sind, bei welchen dieselben unter normalem Drucke flüssig sind. In der That hat Karl Barus[5]) seither durch Experimente gezeigt, wie der Schmelzpunkt des Diabases durch Druck erhöht wird. Er folgert daraus, daß dies Gestein, welches auf der Erdoberfläche bei 1170° schmilzt, am Erdmittelpunkte erst bei einer Temperatur von 76000° flüssig wäre, so daß, wenn hier niedrigere Temperaturen herrschen, ein fester Kern vorhanden sein müßte. Allein dem gegenüber ist zu beachten, daß die Experimente bei weit niedrigeren Temperaturen und niedrigerem Drucke abgebrochen

---

[1]) Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. S. 193.

[2]) G. H. Darwin, On the Precession of a viscous Spheroid. Phil. Mag. CLXX. p. 447. — Oppenheim, Ueber die Rotation und Präzession eines flüssigen Sphäroids. Sitzber. k. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. II. Abt. XCII. 1885. S. 528.

[3]) Vergl. A. Hempel, Ueber den Wärmezustand der Erde. Grunerts Archiv f. Mathem. u. Phys. LXV. 1880. S. 337 (357). — M. E. Wadsworth, On the Evidence that the Earth's Interior is solid. Americ. Naturalist. 1884. p. 587.

[4]) R. S. Woodward, Mathematical Theories of the Earth. Am. Journ. (3). XXXVIII. 1889. p. 337 (352).

[5]) Clarence King, The Age of the Earth. Am. Journ. (3). XLV. 1893. p. 1.

werden mußten, als mutmaßlich im Erdinnern herrschen und daher streng genommen nicht zur Beurteilung der dort herrschenden Zustände herbeigezogen werden dürfen. Ferner ist zu berücksichtigen, daß über einer gewissen Temperatur die Stoffe, wie Andrews[1]) 1869 zeigte, nur in gasförmigem Zustande existieren können.

Wie sich die Lehre vom gasförmigen Zustande im Erdinnern entwickelte, hat S. Günther[2]) dargestellt. Franklin und Lichtenberg vertraten dieselbe bereits Ende des vorigen Jahrhunderts, aber begründet ward dieselbe erst durch A. Ritters „Untersuchungen über die Höhe der Atmosphäre und die Konstitution gasförmiger Weltkörper"[3]). Ritter zeigte, daß Gaskugeln, die sich im indifferenten Gleichgewichte befinden, innen heiß und schwer sein müssen, er untersuchte bereits die Zustandsänderungen einer Gaskugel von der Größe und Dichtigkeit der Erde und sprach von einem gasförmigen Erdinnern. Dieser Ansicht sind darauf Zöppritz[4]) und S. Günther[5]) beigetreten.

4. Wärmeverlust der Erde.

Die Temperaturzunahme mit der Tiefe innerhalb der Kruste erweist, daß die Erde gleich anderen im Raume schwebenden Himmelskörpern Wärme ausstrahlt und dadurch eine Minderung ihres Energievorrates erfährt.

Dieser Wärmeverlust ist abhängig von dem Wärmeleitungsvermögen der Kruste, welche in der Zeiteinheit nur eine bestimmte Wärmemenge durch sich hindurchlassen kann. Dauert er bereits sehr lange an, wie wohl für die Erde anzunehmen ist, so erfolgt er ausschließlich auf Kosten des Innern, und die Kruste spielt lediglich die Rolle des Leiters. Danach hat man die Erde mit einer Wärme verlierenden, umkapselten Gaskugel zu ver-

[1]) Vergl. Ostwald, Lehrbuch der allgemeinen Chemie. I. Leipzig 1891. S. 289.

[2]) Die Entwickelung der Lehre vom gasförmigen Erdinnern. XIV. Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München. 1890/91. S. 1. — Lehrbuch der physikalischen Geographie. Stuttgart 1891. S. 58.

[3]) Wiedemanns Annalen. V—XI. 1878—80. — Anwendungen der mechanischen Wärmetheorie auf kosmologische Probleme. Hannover 1879.

[4]) Ueber die Mittel und Wege, zur besseren Kenntnis des Erdinnern zu gelangen. Verhandl. d. I. Deutsch. Geographentages. 1882. S. 15.

[5]) Geophysik. I. 1884. S. 319.

gleichen, in deren Innerem stetige Veränderungen stattfinden. Indem dasselbe oberflächlich Wärme verliert, wird das indifferente Gleichgewicht der Gasmasse gestört, und es treten Bewegungen ein, welche den Wärmeverlust auf die ganze Kugel verteilen. Der Wärmeverlust einer Gaskugel aber bewirkt eine Kontraktion derselben, welche, wie Ritter zeigte, keineswegs mit einer Abkühlung derselben verbunden zu sein braucht.

Indem ein gasförmiger Weltkörper Wärme in den Weltenraum abgibt, verliert seine Masse an Expansionskraft, seine Teilchen rücken unter dem Einflusse der Gravitation aneinander, und dabei entwickelt sich Wärme. Bei Gasmassen im indifferenten Gleichgewichtszustande ist die so erzeugte Wärme sogar größer als die ausgestrahlte, und eine aus ihnen zusammengesetzte, an Energie verlierende Kugel erhitzt sich nach Ritters Untersuchungen.

So hat man es denn mit einem Erdinnern zu thun, welches innerhalb seiner flüssigen und starren Hülle einschrumpft, ohne dabei kühler zu werden. Deshalb erfährt auch der thermische Zustand dieser Hüllen keine Veränderung, wohl aber erfahren sie, indem sie durch ihr Gewicht dem schrumpfenden Kerne zu folgen veranlaßt sind, stetige Formveränderungen und Verschiebungen, also Bewegungen ihrer Teile. Krusten- und Magmabewegungen sind die notwendige Folge des Wärmeverlustes der Erde.

Bestünden die über dem kleiner werdenden Erdkerne nachsinkenden Massen aus absolut starren Materialien, so müßten diese unter ihrer eigenen Last zerbersten und sich als die Flächen jenes Polyeders, welcher bei kleinstem Volumen die größte Oberfläche aufweist, um den schwindenden Kern legen. Wenn aber die Kernhüllen aus nachgiebigem Materiale bestehen, so werden sie beim Nachsinken über dem Kerne sich zusammenpressen und verdicken.

Sei r der Erdradius und h die Dicke der Kernhüllen, so ist deren Volumen annähernd

$$V = 4 r^2 h \pi.$$

Ist bei fortschreitender Kontraktion der Erdradius gleich r_1 geworden, so ergibt sich die Dicke h_1 der verdickten Kruste aus der Gleichung

$$V = 4 r_1^2 h_1 \pi$$

und es folgert das Verhältnis

$$h_1 : h = r^2 : r_1^2.$$

Es verhalten sich (abgesehen davon, daß bei fortschreitender Abkühlung die Kernhüllen auch auf Kosten des Kernes wachsen) die Dicken derselben umgekehrt wie die Quadrate der Radien des sich kontrahierenden Erdballes. Weiter ergibt sich

$$h_1 - h = \frac{r^2 - r_1^2}{r_1^2} \cdot h = (r - r_1) \frac{(r + r_1) h}{r_1^2} = (r - r_1) \frac{2h}{r_1}.$$

Es ist also die Kernhüllenverdickung $(h_1 - h)$ immer nur ein sehr kleiner Teil der Radiusverkürzung $(r - r_1)$ des Erdballes und verhält sich zu derselben etwa wie die doppelte, nicht zu groß gedachte Dicke der Kernhüllen zum Erdradius.

Alle infolge der Verkleinerung des Erdinnern eintretenden Krusten- und Magmabewegungen erfolgen insgesamt zentripetal. Dies schließt nicht aus, daß auch zentrifugale Verschiebungen eintreten. Dieselben werden sich ereignen, sobald sich der Zusammenschub auf bestimmte Zonen beschränkt und die Kernhüllen eine bestimmte Dicke erreicht haben.

Dies ergibt sich ohne weiteres aus obiger Gleichung. Beschränkt sich nämlich die Krustenverdickung auf einen bestimmten, $n$ten Teil der Erdoberfläche, so ist sie hier $n$mal größer als oben berechnet. Sei sie hier gleich x, und werde die Radiusverkürzung $(r - r_1) = \delta$ gesetzt, so ist

$$x = \delta \cdot \frac{2h}{r_1} \cdot n.$$

Da nun die Erdkruste auf ihrer Unterlage gleichsam schwimmt, so taucht die Hälfte der Verdickung in jene ein, während die andere Hälfte eine Emporwölbung über ihre Umgebung bildet. Diese Emporwölbung $\left(\frac{x}{2}\right)$ entfernt sich vom Erdmittelpunkte, sobald sie größer als das Einsinken der Kruste ist, sobald also

$$\frac{x}{2} > \delta, \text{ also } n > \frac{r_1}{h}$$

ist. Sobald der Flächenraum, auf welchem die Kernhüllenverdickungen stattfinden, öfter im Areale der Erdoberfläche enthalten

ist, als die Kernhüllendicke in dem Erdradius, treten zentrifugale Bewegungen bei der Verdickung der Kernhülle ein. Die Kraft, welche derartige zentrifugale Bewegungen verursachen kann, entsteht beim Nachsinken der Kruste.

Indem sich die Kernhülle um den Betrag der Radiusverkürzung senkt, vermag sie eine Arbeit A_s zu leisten, und es kann gesetzt werden, wenn α das Gewicht der Volumeinheit ist:

$$A_s = \alpha \,.\, 4 r^2 \pi h \delta.$$

Um über dem $n$ten Teil der Kruste eine Hebung um $\frac{x}{2}$ zu bewirken, ist eine Arbeitsleistung von

$$A_h = \frac{\alpha 4 r^2 \pi \,.\, x}{2n}$$

nötig. Daraus ergibt sich

$$\frac{A_h}{A_s} = \frac{x}{2n \,.\, h\delta} = \frac{\delta \,.\, \frac{h}{r_1} n}{n h \delta} = \frac{1}{r_1}.$$

Das Verhältnis der bei der Hebung zu leistenden Arbeit zu der beim Sinken geleisteten Arbeit ist gleich dem reziproken Wert des Erdradius, also eine sehr kleine Größe. In der That, wenn berücksichtigt wird, daß dem Nachsinken einer Kernhülle von 200 km Dicke um 1 m eine Arbeitsleistung von 255000 Trillionen Meterkilogramm entsprechen würde, so ist klar, daß sehr bedeutende Hebungen als Folgeerscheinungen auftreten können, selbst wenn auch immer nur ein Teil der durch das Sinken geleisteten Arbeit Hebungen hervorrufen kann und dieselbe vor allem Verschiebungen innerhalb der Kernhüllen verursacht.

Die gegenwärtige Erscheinung der Erdkruste ist nur vereinbarlich mit einem lokalen Zusammenschub der Kernhüllen. Die Schollen- und Verbiegungsländer verraten ein allmähliches Nachsinken der starren Kruste über ihrer Unterlage, wobei sich dieselbe entweder in einzelne Schollen teilte, welche sich einzeln bewegten, oder in größeren Partieen gebogen wurde. Auf einen Zusammenschub deuten nur die Faltungsländer und die Schollenländer mit Aufschiebungen. An solchen Stellen hat eine Zusammenstauung der Erdkruste stattgefunden, wobei die lokal verdickten Partieen sich über die Nachbarteile der Kruste erhoben und in die schwerere Unterlage einsenkten. Demzufolge befindet sich in einer Zusammenstauungszone trotz der Stauung nicht mehr Masse als ringsum, und im

gleichen Niveau ist die Schwere hier geringer als auf den einfach gesunkenen Nachbarschollen.

Die Zusammenstauung der starren Erdkruste kann in sehr verschiedener Weise erfolgen. Man kann sich vorstellen, wie Nachbarschollen zusammengepreßt wurden, wobei die einen in ihre Unterlage hingetrieben, die anderen ausgequetscht wurden, so daß nebeneinander Erhebungen und Vertiefungen der Kruste entstanden. Es kann ferner eine horizontale Verkeilung von Schollen eintreten. Dabei kann die sich aufschiebende Scholle die obersten Schichten von ihrer Unterlage abscheren und vor sich zusammenpressen, während die unterschiebende Scholle die tieferen nachgiebigen Partieen ihrer Nachbarin zusammenstaut. In beiden Fällen kombiniert sich die Bewegung fester Schollen mit der Schichtfaltung. Endlich kann man sich denken, daß die gesamte Stauzone gefaltet wird, was bei dem Umstande, daß die Gesteine nach der Theorie schon in geringen Tiefen plastisch sind, denkbar ist [1]).

Der Zusammenstau der Kernhüllen betrifft nach der hier entwickelten Hypothese über das Erdinnere nicht bloß die feste Kruste, sondern auch das Magma, welches vermöge seiner liquiden Beschaffenheit eine gleichmäßige Verdickung erfahren kann. Wo aber die hangende Kruste zusammengestaut wird, erfährt es eine besonders starke Zusammenpressung. Werden Flüssigkeiten stark zusammengepreßt und dann der Druck plötzlich von ihnen genommen, so vermögen sie eine ansteigende Bewegung auszuführen. Bricht die Kruste über einer Partie stark zusammengepreßten Magmas, oder vermag dasselbe den Widerstand seines Hangenden an Stellen geringster Kohäsion zu überwinden, so steigt es auf, dringt als Intrusion in die Kruste ein oder ergießt sich in Eruptionen über dieselbe. Bei der Eruption entweichen die im Magma absorbierten Gase, wobei dasselbe gleichsam aufschäumt. Ein solches Aufschäumen wird auch dort erfolgen, wo

[1]) Vergl. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. II. 1878. S. 93.

aufsteigendes Magma mit Oberflächenwasser zusammentrifft; indem dieses letztere schon in einiger Entfernung vom Magma durch dieses in den überhitzten Zustand übergeführt wird, ereignen sich als Vorboten vulkanischer Eruptionen große Explosionen.

Nach dieser Auffassung des Mechanismus der vulkanischen Vorgänge knüpfen sich dieselben an die Zonen besonderer Krustenstauung und werden dort besonders zur Entwickelung gelangen, wo die Kruste längs senkrechter Fugen zusammengestaut wird, weil jene Fugen dem Magma zugleich als Ausweg dienen. Dort hingegen, wo eine Verkeilung von Schollen namentlich in der Horizontalen geschieht, was mit Schichtfaltung verbunden ist, werden dem Magma die Auswege nach oben verschlossen; in echten Faltungsregionen ist daher eine geringere Entwickelung vulkanischer Thätigkeit als in den Regionen der Schollenkompression zu erwarten.

Der Wärmeverlust des Erdballes ist nicht nach allen Richtungen hin gleich groß. Während ein Teil der Erdoberfläche Wärme durch die Atmosphäre in den Weltenraum ausstrahlt, ist die bei weitem größere vom Meere bedeckt, dessen Wasser in ähnlicher Weise auf ihre Unterlage abkühlend wirken wie die Wasser eines Kühlapparates. Dementsprechend muß das Erdinnere unter den Meeren einen viel stärkeren Wärmeverlust als unter den Festländern erfahren; die Kernhülle ist unter den Ozeanen durchschnittlich stärker abgekühlt und kontrahiert anzunehmen als unter der Landoberfläche. Hiernach ergeben sich Unterschiede in der Dichte der subozeanischen und subkontinentalen Kruste, diese wird leichter als jene, wie es den thatsächlichen Verhältnissen entspricht. Diese Unterschiede müssen bei anhaltender Abkühlung sich und jene Unebenheiten der Erdkruste, welche vorhanden waren, als sich die Wasser auf der Erdoberfläche zu sammeln begannen, im Laufe der Zeiten nicht bloß erhalten, sondern auch steigern. Die Permanenz der großen ozeanischen und kontinentalen Räume erscheint sohin als Folge der ungleichen Abkühlung des Erdballes. Es ergeben sich also infolge der ungleichen Abkühlung und des ört-

lichen Zusammenschubes der Erdkruste folgende Hauptteile der Erdoberfläche:

1. Die ständig hoch und ständig tief liegenden kontinentalen und abyssischen Regionen, also die stabilen Gebiete.

2. Die Zonen des Zusammenstaues der Kruste, nämlich der Schichtfaltung und Schichtüberschiebung, sowie der vulkanischen Thätigkeit, also die labilen Gebiete.

In den stabilen Gebieten werden uralte Züge in der Höhengliederung der Erdoberfläche aufbewahrt, deren Ursprung unbekannt ist; in den labilen Zonen, wo die Krustenteile energisch gegeneinander verschoben werden, kann der Meeresgrund bis in das Niveau der Landoberfläche aufgepreßt und letztere tief unter den Meeresspiegel getaucht werden. Dadurch wird eine fortwährende Verschiebung des Schauplatzes der Bewegung und des Transportes der Massen bewirkt. Die aufgepreßten Partieen werden rasch abgetragen, die versenkten verschüttet; jene werden dadurch erleichtert, diese belastet, und dadurch werden sie in einer aufsteigenden oder sinkenden Bewegung unterstützt. Indem ferner außergewöhnliche mächtige Sedimente über sinkenden Schollen abgelagert werden und in der ganzen labilen Region leicht Schichtfaltung eintritt, so verknüpfen sich nicht selten große Schichtmächtigkeit und Schichtfaltung miteinander, ohne daß jedoch ein unbedingter ursächlicher Zusammenhang zwischen beiden anzunehmen ist. Nicht selten sind in der That außergewöhnlich mächtige Sedimente nur verworfen.

Die Ursachen, welche die geographische Verbreitung der labilen und stabilen Regionen auf der Erdoberfläche bedingen, sind nicht bekannt. Wahrscheinlich hängen dieselben mit der Bildung der ersten Erstarrungskruste zusammen, gleich der Entwickelung der Hauptgrenzen zwischen den hoch und tief gelegenen Teilen, welche in bemerkenswerter Weise südöstlich und südwestlich streichen.

J. D. Dana[1]) hält jene Hauptlinien für Spaltungslinien des Erdkörpers, entsprechend einer in der Kruste beginnenden Krystallisation. G. H. Darwin[2]) zeigte, wie sich auf einem zähflüssigen Sphäroid unter dem Einflusse der Gezeiten Wülste entwickeln, die äquatorial streichen mit einer Tendenz nach Nordost und Südwest auf der Nordhemisphäre, nach Nordwest und Südost auf der Südhemisphäre. Nach Romieux[3]) entsteht auf der ursprünglichen Erstarrungskruste des Erdellipsoides ein zickzackförmiges Ineinandergreifen von Erhebungen und Vertiefungen. Dagegen kontrahiert sich nach Lowthian Green[4]) eine umkrustete Kugel derart, daß die Kruste nach der Gestalt eines Tetraeders strebt.

Die Intensität des Wärmeverlustes der Erde ist nicht bloß räumlich verschieden, sondern wechselt auch zeitlich. Die Temperaturverhältnisse der Erdoberfläche schwanken, wie Brückner[5]) zeigte, gegenwärtig in Perioden von 35 Jahren, und um größere Beträge wechselten sie in der großen Eiszeit, während welcher dreimal hintereinander kältere Epochen auftraten, und zwar wesentlich bei der heutigen Verteilung von Wasser und Land und der heutigen Lage der Pole[6]). Die Ursachen dieser Erscheinung sind noch unbekannt. Aber wenn die Erde von außen her eine wechselnde Wärmezufuhr erfährt — was Fouriers[7]) Vorstellung kälterer und wärmerer Räume, welche die Erde bei ihrer Wanderung mit dem Sonnensysteme durchmißt, entspricht —, so ist auch ihr Wärmeverlust ein schwankender. Danach wird die Kontraktion der Erde zeitweilig schneller, zeitweilig lang-

---

[1]) On the Origin of Continents. Am. Journ. (2). III. 1847. — Manual of Geology. 2nd ed. p. 746.

[2]) Problems connected with the Tides of a Viscous Spheroid. Phil. Trans. CLXX. 1879. pt. I. p. 539. Vergl. The Nature. XIX. 1879. p. 292.

[3]) Sur le mode initial de déformation de la croûte terrestre ellipsoïdale. C. R. CVIII. 1889. p. 851.

[4]) Vestiges of the Molten Globe. London 1875. Vergl. de Lapparent, Traité de géologie. II. Aufl. p. 1458.

[5]) Klimaschwankungen seit 1700. Geogr. Abh. IV. 2. 1891.

[6]) Penck, Die große Eiszeit. Himmel und Erde. 1891. S. 1.

[7]) Mémoire sur les températures du globe terrestre. Mém. Acad. Paris. VII. 1827. p. 569.

samer erfolgen, und es ist nicht undenkbar, daß sie zeitweilig aussetzte. Zeiten besonders rascher Kontraktion werden sich in einer besonderen Stärke der Krustenbewegung äußern.

In der That bietet die Erdgeschichte nicht bloß in ihrem letzten Abschnitte Anzeichen bedeutender Klimaschwankungen, sondern auch in ihren früheren Perioden Zeiten besonders heftiger Gebirgsbildung, wie die Betrachtung der Gebirge der Erde lehren wird. Die Schwankungen in der Wärmeausgabe der Erde werden sich auf den Festländern und in den Meeresräumen verschieden geltend machen, wodurch namentlich Schwankungen des Meeresspiegels (siehe diesen) verursacht werden.

Die Annahme, daß die Erde ein Wärme verlierender Himmelskörper ist, spielt bereits in den kosmogenischen Theorieen des 17. und 18. Jahrhunderts eine große Rolle. Leibniz [1]) dachte sich die Erde als ursprünglich feurig-flüssig und später mit einer Erstarrungskruste umgeben. Bourguet sprach bereits von einer Verkleinerung der Erde und der dadurch bewirkten Beschleunigung der Achsendrehung [2]). Buffon griff die Ansichten von Leibniz auf und stellte Versuche mit einer geschmolzenen Eisenkugel an, um die Temperaturabnahme des Erdballes zu erklären [3]). Er kam zu dem Ergebnisse, daß die Kruste sich stärker als das Innere abkühle, und führte Dislokationen, namentlich die Bildung von Sprüngen, auf die Abkühlung der Kruste zurück. Playfair nahm ein geschmolzenes Erdinneres an, das mit einer Erstarrungskruste umgeben ist, welch letztere durch hebende Kräfte umgestaltet wird [4]). Auf welche Ursachen diese hebenden Kräfte zurückzuführen sind, hat Playfair nicht dargelegt; seine Nachfolger in der Elevationstheorie, Sir James Hall, Leopold v. Buch und Alexander v. Humboldt, suchten dieselben in Vorgängen im Erdinnern, namentlich in Gasentwickelungen, und Humboldt [5]) faßte sämtliche Krusten- und Magmabewegungen als „Reaktionen des Innern eines Planeten gegen seine Rinde und Oberfläche“ zusammen.

Unterdessen entwickelte auf physikalischer Grundlage Fourier von neuem die Lehre von einem glutflüssigen Erdinnern,

---

[1]) Protogaea oder Abhandlung von der ersten Gestalt der Erde. 1749. Acta erud. Lips. 1693.

[2]) Lettres philosophiques sur la formation des sels et des cristaux. Amsterdam 1729. p. 216.

[3]) Les époques de la nature. 7me éd. 1790. I. p. 11. II. p. 182.

[4]) Illustrations. §§ 86—90, 122.

[5]) Kosmos. I. 1845. S. 209.

welches Wärme verliert[1]), und Cordier[2]), Constant Prévost[3]), Jobert[4]), Elie de Beaumont[5]), Sir de la Bêche[6]), Berzelius[7]) und andere zogen hieraus alsbald die geologischen Folgerungen; James Dana[8]) arbeitete alle Konsequenzen der Abkühlung der Erde zu einem großen Systeme aus. Alle diese Autoren denken sich das Erdinnere glutflüssig und nehmen für dasselbe eine stärkere Kontraktion als für die Kruste an, so daß diese über dem Kerne einbrechen muß, sich dabei runzelnd und faltend, während Wepfer[9]) gleich Buffon annahm, daß die Kruste über dem Kerne, welcher nur in einer gewissen Tiefe kontrahiert werde, aufreiße.

Erweist sich die Thatsache, daß die Erde ein Wärme verlierender Himmelskörper ist, im Vereine mit der Annahme eines flüssigen oder gasförmigen, also beweglichen Erdinnern als der Schlüssel zum Verständnisse der Krustenbewegungen, so gilt Gleiches nicht auch unter Voraussetzung eines starren Erdinnern.

Eine sich abkühlende starre Erde muß wesentlich andere Erscheinungen zeigen als eine im Innern flüssige oder gasförmige[10]). Die Abkühlung eines flüssigen Innern betrifft die ganze Masse

---

1) Remarques générales sur les températures du globe et des espaces planétaires. Annal. de Chimie et de Physique. XXVII. 1824. p. 136.

2) Essai sur la température de l'intérieur de la terre. Mém. Acad. Paris. VII. 1827. p. 473.

3) Développement de son opinion sur la théorie des soulèvements etc. Bull. Soc. géolog. XI. p. 183.

4) Croizet et Jobert, Recherches sur les ossements fossiles du Puy de Dôme. Paris 1828. p. 115, 117, 122. Vergl. Jobert, Philosophy of Geology. London 1847. p. 144.

5) Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. Ann. des sc. natur. XVIII. 1829. p. 5. — Notice sur les systèmes des montagnes. III. 1852. p. 1330.

6) Researches in theoretical Geology. London 1834. p. 118.

7) Jahresbericht über die Fortschritte der physischen Wissenschaften. XIV. 1835. S. 386.

8) Amer. Journ. of Science. (1). II. 1846. p. 335. III. p. 94, 176, 381. IV. 1847. p. 88. (3). V. 1873. p. 423. — Rep. Wilkes Exped. 1849. p. 392.

9) Ueber den Einfluß der Abkühlung unseres Planeten auf die Gebirgsbildung. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemberg. XXXII. 1876. S. 156.

10) Mellard Reade, The Origin of Mountain Ranges etc. 1886. p. 123, 124. — Charles Davison, On the Distribution of Strain in the Earth's Crust resulting from Secular Cooling. Philos. Transact. CLXXVIII. 1887. p. 231. — G. H. Darwin, Note on Mr. Davison's Paper. Ebenda p. 242. — O. Fisher, On the mean Height of Surface Elevations and other Quantitative Results of the

derselben, die Abkühlung einer starren Masse schreitet von außen nach innen vorwärts und erfolgt in einer gewissen Tiefe am raschesten. Hier ist der Hauptsitz der Kontraktion. Die sich kontrahierende Schicht liegt aber über einem Kerne, welcher noch keine Abkühlung erfährt, sie kann sich daher nicht zu kleinerem Umfange reduzieren, sondern muß sich strecken, und nur eine dünne hängende Schicht sinkt über ihr ein und erfährt Zusammenpressungen. Die Grenze, welche die zusammengepreßten von den gestreckten Schichten trennt, die Fläche ohne Spannung (level of no strain), liegt nur so viel Meter tief, als die seit Beginn der Abkühlung verstrichene Anzahl von Jahrmillionen multipliziert mit 34,7 beträgt, so daß die Gesamtkontraktion des Erdballes nur eine sehr unbedeutende ist und bedeutendere Krustenbewegungen auf dieselbe unter Voraussetzung eines starren Innern nicht zurückgeführt werden können.

Der Wärmeverlust einer starren Erde erfolgt in einer gewissen Tiefenschicht am raschesten und betrifft nicht den ganzen Erdkörper wie unter Voraussetzung eines gasförmigem Innern; es kommt zur Entwickelung von Niveaus der Streckung in der Kruste, anstatt daß die gesamte Kruste und das Magmalager zusammengepreßt werden, weil sie einen zusammenschrumpfenden Kern umspannen, quantitativ endlich bleibt der beobachtbare Betrag der Kompression unerklärt.

Kann man unter Voraussetzung eines glutflüssigen Erdinnern die Krustenbewegungen wenigstens qualitativ aus der Kontraktion des Erdballes erklären, so gilt dies nicht von den Magmabewegungen. Man hat für dieselben eigene Erklärungen geben müssen, und zwar hat man meist den reichen Gasgehalt des Magma als Motor der Eruptionen betrachtet. Vielfach ist angenommen worden, daß diese Gase exogener Herkunft seien; Wasser sei in die Tiefe gedrungen, sei durch die dort herrschende Hitze in Dampf verwandelt und habe das Magma gehoben, so wie bei vulkanischen Explosionen große Gesteinsmassen in die Luft geschleudert werden. Allein dieser Ansicht widerspricht zunächst die Thatsache, daß die dem Magma entweichenden Gase von sehr mannigfaltiger Zusammensetzung und keineswegs immer Wasserdämpfe sind. Ferner ist zu bezweifeln, daß Wasser überhaupt bis zum Magma vordringen kann; denn dasselbe dürfte erst in einer Temperaturzone von über 1000° angetroffen werden; bei 580° aber liegt die kritische Temperatur des Wassers. Günstigstenfalls könnte dasselbe also den halben Weg zum Magma zurücklegen. Gereicht die nachbarschaftliche Lage der meisten Vulkane zum Meere jener Annahme zwar zur Stütze, so widerspricht ihr geradezu das Vorkommen

---

Contraction of a Solid Globe through Cooling. Philos. Mag. (5). XXV. 1888. p. 7. — H. Hergesell, Die Abkühlung der Erde und die gebirgsbildenden Kräfte. Gerlands Beiträge zur Geophysik. II. Stuttgart 1894. S. 153.

von Vulkanen mitten im Lande und in Wüstengebieten, wie im fernen Westen Nordamerikas. Tschermak[1]) und Reyer[2]) halten die im Magma enthaltenen Gase für ursprünglich absorbiert. Den Vulkanismus als kosmische Erscheinung nachweisend, zeigt Tschermak, daß bei der fortschreitenden Erstarrung der Himmelskörper die in ihrem Magma gelösten Gase ausgeschieden werden und als Motoren ihrer Umgebung wirken. Reyer hingegen meint, daß eine einfache Entlastung der Tiefe, also z. B. ein Aufreißen der Erdkruste über derselben, genügt, um das Magma zum Aufschäumen zu bringen. Er schreibt demselben also nur ein örtlich bedingtes Steigungsvermögen zu, während dasselbe nach Tschermak beim Uebergange aus den flüssigen in den festen Zustand regelmäßig sich entwickelt. Allein die Gase spielen keineswegs bei allen Eruptionen eine bedeutende Rolle; dies ist nur bei den Auswürfen der Fall; bei den Ergüssen geschieht der Auslauf der Laven so ruhig und unter so geringer Gasentwickelung, daß man letzterer schwerlich die ungeheure Arbeitsleistung des Hebens der Lava zuschreiben kann. Es schreiben daher Jos. Prestwich[3]) und Dana[4]) den Gasen (speziell den Wasserdämpfen) eine sekundäre Rolle bei den Eruptionen zu, müssen aber dann eine Steigkraft des Magma annehmen, welche sie nicht zu erklären vermögen. Eine solche Steigkraft, d. h. eine Aktivität, wurde aber von den Anhängern der alten Elevationstheorie als das Hauptagens aller Krustenbewegungen angesehen. Nimmt man dagegen ein gasförmiges Erdinnere an, so erklärt sich auch die bisher so rätselhafte Steigkraft des Magma aus der Kontraktion des Erdkernes und der Kompression seiner Hüllen.

Daß dabei aber zugleich auch noch andere Ursachen mitspielen, soll nicht bestritten werden. Namentlich ist zu berücksichtigen, daß bei Erstarren von Magmanestern volumvermehrende Vorgänge eintreten[5]), wogegen allerdings die Krystallisationsprozesse volumvermindernd sind[6]). Auch wird im Sinne Tschermaks die Entweichung von Gasen aus solchen Nestern zu Aufquellerscheinungen führen können. Es handelt sich hier um vielfach ineinandergreifende Vorgänge. War es eine zu weit gehende Verallgemeinerung, die Magmabewegungen als eigentliche Ursache

---

[1]) Ueber den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Sitzb. Akad. Wien. Math.-naturw. Kl. LXXV. I. 1877. S. 151.

[2]) Beiträge zur Fisik der Eruptionen. Graz 1877. — Theoretische Geologie. Stuttgart 1888. S. 202.

[3]) On the Agency of Water in Volcanic Eruptions. Proc. R. Soc. London. XLI. 1887. p. 117.

[4]) Characteristics on Volcanoes. 1890.

[5]) Vergl. W. Siemens, Physikalisch-mechanische Betrachtungen. Berliner Monatsberichte 1878. S. 508. — Ueber die Beschaffenheit des Erdinnern. Dinglers Polyt. Journ. 1880. S. 469.

[6]) Vergl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. I. 1866. S. 422.

der Krustenbewegung hinzustellen, so ist man seither wohl darin zu weit gegangen, ihnen eine rein passive Rolle gegenüber der letzteren zuzuschreiben. Führt sich die Krustenbewegung auf die Kompression der oberen, die Magmabewegung auf die der unteren Kernhüllen der Erde zurück, so ist wohl denkbar, daß dabei beide Hüllen ineinander gequetscht werden. Insgesamt aber sind diese Bewegungen nichts anderes als Reaktionen der Hüllen eines Planeten auf seinen Kern.

Auf den verschiedenen Einfluß von Festland- und Meeresflächen auf den Wärmeverlust des Erdinnern machte zuerst A. Boué[1]) aufmerksam. Später zeigten Faye[2]) und Woeikof[3]), in welcher Weise die Ozeane abkühlend auf ihre Unterlage wirken. Dagegen nimmt O. Fisher[4]) eine größere Abkühlung unter den Festländern als unter den Meeren an und glaubt, daß deswegen die Kruste unter jenen weit dicker als unter diesen sei und in den Festländern höher aus dem flüssigen Substratum auftaucht als in den Meeresräumen. Fisher stützt seine Anschauung lediglich auf die langsame Temperaturabnahme in der Erde unter Bergen und meint, daß dieselbe in gleich langsamem Maße bis zum Magma hin vorhanden sei, was durch nichts erwiesen werden kann.

Wie sich in großen Zügen der Entwickelungsgang des Wärme verlierenden Erdballes gestaltet, erörtern Faye[5]) und Alexander Winchell[6]), welch letzterer zugleich die „orogenischen", früher als vulkanische bezeichneten Kräfte untersuchte.

5. Gestaltsveränderungen der Erde.

Die Kontraktion der Erde ist nicht die alleinige Ursache der Krustenbewegungen, denn wenn die Größenminderung des Erdkernes solche verursacht, so muß Gleiches auch von den Gestaltsveränderungen derselben gelten. Krustenbewegungen treten auch ein, weil die beiden Elemente, welche die Abplattung der Erde be-

[1]) Pensées théoriques fugitives. Bull. Soc. géolog. XIV. 1842/43. p. 411.

[2]) Sur les variations séculaires de la figure mathématique de la terre. C. R. 1890. CX. p. 1185, 1449.

[3]) Ueber die Abkühlung der Erde im Zusammenhang mit der Verteilung der Temperatur in der Erdrinde und den Ozeanen. Festrede, gehalten am Festtage der Universität St. Petersburg. 1886. (russ.). — Etude sur la température des eaux etc. Arch. Sc. phys. et natur. (3). XV. 1886. p. 1.

[4]) Physics of the Earth's Crust. London 1881. p. 157.

[5]) L'Origine du monde. Paris 1890.

[6]) World-Life or Comparative Geology. Chicago 1883.

stimmen, nämlich die Schnelligkeit der Achsendrehung und die Lage der Rotationsachse, variabel sind.

Alle Vorgänge, welche die Entfernung der Massenteilchen von der Erdachse beeinflussen, bedingen Aenderungen in der Geschwindigkeit der Achsendrehung. Bei sehr vielen geologischen Veränderungen findet eine Annäherung der Massenteilchen an die Erdachse statt; das erfolgt bei der Kontraktion des Erdballes ebenso wie bei der Abtragung der Länder, bei welcher die hoch befindlichen Kontinentalmassen erniedrigt und die tief gelegenen Ozeane zugeschüttet werden. Jede Annäherung von Massen an die Drehungsachse aber beschleunigt die Umdrehungsgeschwindigkeit, so daß sich also unter dem Einflusse der genannten Vorgänge die Länge des Tages konstant verkürzen müßte. Dagegen wird die Umdrehungsgeschwindigkeit gemindert durch alle Bewegungen von Wasser und Luft, welche gegenüber der sich drehenden Erdoberfläche zurückbleiben, sowie namentlich durch die Gezeiten.

Welche von beiden Ursachen in historischen Zeiten die maßgebende ist, bleibt noch zu entscheiden. Meint Adams auf eine Verlangsamung der Achsendrehung durch die Gezeiten im Betrage von 0,44 Sekunden im Jahrhundert schließen zu können, so schließt Newcomb auf unregelmäßige Schwankungen in der Tageslänge. Aber selbst wenn man mit ihm Vergrößerungen oder Verringerungen der Jahresdauer im Betrage von 1 Sekunde für die Gegenwart annehmen wollte, würde man damit nur eine sehr geringfügige Ursache von Krustenbewegungen zugeben, denn die gedachten Aenderungen würden die Erdgestalt unter dem Aequator nur um 0,7 mm einsenken oder aufbauschen[1]. Beträchtlichere Veränderungen haben sich jedenfalls in früheren Perioden abgespielt. War doch während der Eiszeit eine mächtige Wasserschicht des Ozeans in Form von Eis in der Nachbarschaft beider Pole gelagert und hat sich seither wieder über die Meere verbreitet, so daß eine Entfernung von Massenteilchen von der Erdachse stattgefunden hat. Dementsprechend ist seit der Eiszeit die Tageslänge um $^2/_3$—1 Sekunde gewachsen, so daß sich die Niveauflächen unter dem Aequator um 0,25 m gesenkt haben. Im großen und ganzen dürfte im Laufe langer geologischer Zeiträume die Minderung der Umdrehungsgeschwindigkeit durch Bewegungen auf der Erdkruste größer gewesen sein als die Beschleunigung durch

[1]) Helmert, Theorieen. II. S. 443.

die Kontraktion. Ursprünglich ist nach G. H. Darwin [1]) die Umdrehungsgeschwindigkeit der Erde 4mal größer als heute gewesen; danach muß sich seither die gesamte Gestalt der Erde gänzlich verändert haben, und Krustenbewegungen, nämlich bedeutende Einsenkungen am Aequator und Aufwölbungen am Pole, müssen infolgedessen in ähnlichem Umfange als infolge einer beträchtlichen Kontraktion stattgefunden haben.

Auch die Lage der Rotationsachse im Erdkörper, also auch die der Erdpole, ist keine feste [2]). Jedwelche Verschiebung von Massenteilchen im Erdkörper beeinflußt die Lage von dessen Hauptträgheitsachse. Sobald aber die Umdrehungsachse nicht mit der Hauptträgheitsachse zusammenfällt, beschreibt sie um letztere in 10 Monaten einen Kegelmantel. Bringen nun plötzliche Massenumlagerungen eine plötzliche Verschiebung der Hauptträgheitsachse hervor, so bewirken sie eine beträchtliche Vergrößerung des Oeffnungswinkels jenes Kegels, welche sich berechnen läßt. Geschehen hingegen die Massenverschiebungen langsam, so folgt die Drehungsachse der Hauptträgheitsachse, und ihre Pole folgen denen der letzteren, indem sie um dieselben eine trochoidische oder cykloidische Bahn beschreiben, ohne daß sich ihre Entfernung von denselben merklich ändert. Dies gilt nicht bloß für einen flüssigen, sondern auch, wie Schiaparelli [3]) zeigte, für einen umkrusteten Erdkörper. Allmähliche Verschiebungen von Massen in dem Erdkörper, sowie Ortsveränderungen von solchen auf dessen Oberfläche ziehen also eine Aenderung in der Lage der Dre-

---

[1]) On the Precession of a Viscous Spheroid and on the remote History of the Earth. Philos. Trans. CLXX. pt. I. 1879. p. 447.

[2]) Vergl. hierzu Helmert, Theorieen. II. S. 416. — P. Schwahn, Ueber Aenderungen der Lage der Figur- und der Rotationsachse der Erde, sowie über einige mit dem Rotationsproblem in Beziehung stehende geophysische Probleme. In.-Diss. Berlin 1887. S. 20.

[3]) De la rotation de la terre sous l'influence des actions géologiques. St. Pétersbourg 1889. Vergl. H. Hergesell, Die Rotation der Erde unter dem Einflusse geologischer Prozesse. P. M. 1892. S. 42.

hungspole und sohin eine stetige Aenderung in der Entfernung der Orte vom Erdmittelpunkte nach sich.

Der Betrag der Lagenänderung des Hauptträgheitspoles, um die es sich zunächst handelt, infolge von Massenverschiebungen ist zu wiederholtenmalen berechnet worden, wobei sich herausgestellt hat, daß Horizontalverschiebungen, wie sie hauptsächlich durch Massentransporte ausgeübt werden, eine viel größere Wirkung auf die Lage der Erdachse ausüben, als Vertikalverschiebungen, die vornehmlich bei der Krustenbewegung von statten gehen.

Dies geht aus den Zusammenstellungen von Schwahn[1]) hervor. Wird eine isolierte Masse, welche den ρten Teil der Erdmasse repräsentiert, aus der Breite φ nach φ' verschoben, so ist die Ortsveränderung des Poles der Hauptträgheitsachse in Bruchteilen des Erdradius

$$\mu_2 = 927{,}2 \,.\, \rho \,.\, \sin(\varphi' - \varphi)\cos(\varphi' + \varphi).$$

Hiernach bringt ein Massentransport vom 45. Parallel nördlicher zum gleichen südlicher Breite die größte Wirkung hervor. Wird eine über die ganze Erdoberfläche gebreitete Masse von der Höhe h und der Dichte Θ_0 an einer Stelle in der Breite φ konzentriert, werden z. B. hier die Wasser des Ozeans als Eiskalotte angehäuft, so ist die Polverschiebung, wenn die Dichte der Erde Θ_m ist, in absolutem Maße

$$-1310 \frac{\Theta_0}{\Theta_m} \cdot h \,.\, \sin 2\varphi$$

und bei Annahme, daß die verschobene Masse Wasser ist

$$-234\, h \sin 2\varphi.$$

Das negative Vorzeichen der letzteren Gleichungen zeigt, daß sich der Pol von der angehäuften Masse wegbewegt.

Hieraus ist zu entnehmen, daß während der Eiszeit die große nordeuropäische Vereisung den Nordpol unter 150° W. Gr. um 2670 m nach Süden verschob, während ihn die große nordamerikanische Vereisung unter 120° O. 7810 m südwärts bewegte. Unter dem Zusammenwirken beider Ursachen wurde der Pol unter 139° O. um 8260 m nach Süden verschoben. Selbst meteorologische Ursachen, wie die Entwickelung einer Schneedecke oder das Austrocknen größerer Binnenseen, können die Erdachse um meß-

[1]) Ueber Aenderungen der Lage der Figur- und Rotationsachse der Erde. Berlin 1887.

bare Beträge aus ihrer Lage bringen. Sinkt das Mittelmeer um 500 m, so rückt der Nordpol 580 m (19″) südwärts. Der ungeheure Schutttransport, welchen die Flüsse Indiens nach dem Golfe von Bengalen bewirken, verrückt dadurch den Nordpol jährlich um 1,2 mm nach Asien hin. Ist diese Wirkung auch minimal, so kann sie doch im Laufe langer Zeiten zu einem merklichen Effekte führen, nach einer Million Jahre wäre der Nordpol bereits um 1,2 km Zentralasien genähert.

Weit geringer ist der Effekt radiärer Massenverschiebungen. Wird ein isolierter ρter Teil der Erdmasse um die Höhe t gehoben, so ist die dadurch bewirkte Ortsveränderung der Pole in absolutem Maße

$$927{,}2\,\rho\,.\,t\,.\sin 2\varphi.$$

Es müßte, wie Schwahn zeigte, das ganze Gebiet von England und Wales um 7 m, oder ganz Irland um 20 m, oder Finnland und die Ostseeprovinzen um 2 m, die iberische Halbinsel um 2,5 m gehoben werden, um 1 m Polverschiebung hervorzubringen. Ein Kontinent wie Eurasien, welcher 0,1 der Erdoberfläche einnimmt, würde bei allmählichem Anstiege über das mittlere Krustenniveau bis zu seiner mittleren Höhe die Erdachse um 1° im Meridiane der Anden verrücken [1]).

Das Eintreten beträchtlicher Ortsveränderungen der Erdpole beruht sohin auf sehr bedeutenden Massenverschiebungen in und auf der Erde. Nun aber zeigt sich, daß die großen Züge in der Oberflächengestaltung der Erde sehr alt und bis zu einem gewissen Grade permanent ist. Es haben sohin jene oberflächlichen wahrnehmbaren Vorgänge, welche die Erdachse verschieben könnten, nur in geringem Umfange gespielt und ihre Wirkung auf die Pole muß daher als eine geringe veranschlagt werden. Die Lage derselben kann sich aus diesen Ursachen nur in engen Grenzen verändert haben.

Inwiefern Massenverschiebungen im Erdinnern die Lage der Erdachse beeinflussen, entzieht sich selbst der Schätzung. Am Vorhandensein solcher Bewegungen ist zwar nicht zu zweifeln. Der Wärmeverlust, den der Erdkern erleidet, muß in dessen gas-

---

[1]) Haughton, Notes on Physical Geology. Proc. R. Soc. London. XXVI. 1877/78. p. 51, 534. Nach G. H. Darwin, On the Influence of Geological Changes on the Earth's Axis of Rotation. Phil. Trans. CLXVII. 1878. p. 271 (297), würde die Verschiebung 3° 17′ betragen können, wenn nicht zugleich auch Aenderungen in der Massenverteilung der Unterlage erfolgten..

förmiger Masse Strömungen hervorrufen, die sowohl radiär als auch horizontal verlaufen können, z. B. zwischen den Gebieten größeren und kleineren Wärmeverlustes. Ebenso sind Strömungen innerhalb des Magma wohl denkbar. Aber Art und Umfang aller dieser Bewegungen sind gänzlich unbekannt und es kann nur gesagt werden, daß, falls sie dauernde Massenumlagerungen zur Folge haben, dies auch die Lage der Erdpole beeinflussen muß, ebenso wie auch die Niveauverhältnisse der hangenden Kruste.

Die durch die Gestaltsveränderungen der Erde hervorgerufenen Krustenbewegungen sind anderer Art, als die durch die Kontraktion bedingten. Während letztere vornehmlich Kompressionen bewirken, verursachen die Deformationen auch Zerrungen, denn es werden stets die Krümmungsverhältnisse der einzelnen Krustenpartieen geändert; während die einen eine größere und gleichzeitig die anderen eine geringere Krümmung erhalten, werden die ersteren an ihrer Außenseite, die letzteren an ihrer Innenseite gestreckt, wobei es zu Zerreißungen kommen kann, welche Torsionswirkungen vergleichbar sind. Alle diese Vorgänge betreffen vornehmlich die mittleren Breiten, da hier die Radiusänderung der Meridiane von Ort zu Ort am beträchtlichsten ist, und es müssen dementsprechend die Breitengürtel von 30—60° N. und S. der Hauptschauplatz jener Krustenbewegungen sein, die sich auf Deformationen des Kernes zurückführen. Diese Bewegungen können sowohl in zentripetaler als auch in zentrifugaler Richtung erfolgen, und zwar müssen die Summen beider einander gleich sein. Liegt die Kruste auf einem Erdkerne auf, welcher nicht fest ist und mit welchem sie also nicht fest verbunden ist, so ist wohl denkbar, daß die Kruste über dem Kerne selbständige Bewegungen beschreibt, wie solche oft schon angenommen [1], noch aber nicht genauer analysiert worden sind.

Bei weitem weniger allgemeine Anerkennung als die Annahme einer Kontraktion des Erdballes haben die Theorieen gefunden, welche in einer allgemeinen Gestaltsveränderung der Erde

---

[1] Vergl. Folie, Sur la cause probable des variations de la latitude et du magnétisme terrestre. Bull. Acad. Bruxelles. 1881. (3). II.

die Ursache der Krustenbewegung erblicken. Wohl haben bereits Frisi[1]) und Playfair[2]) allgemeine Gestaltsveränderungen auf die Massentransporte zurückgeführt, welche unablässig von den Höhen der Festländer nach den Meerestiefen stattfinden, aber nur Mather[3]), Taylor[4]) und A. Winchell[5]) zogen den Schluß, daß entsprechend den geänderten Rotationsverhältnissen die Kruste sich anpassen müsse, wobei sie Verschiebungen erfährt.

6. Anderweitige Ursachen der Krustenbewegungen.

Alle jene Veränderungen, welche innerhalb der Erdkruste und ihrer Hüllen Platz greifen, rufen auch in derselben selbst Bewegungen hervor. Der Wärmezustand der Kruste wechselt vielfach, und damit ändern sich ihre Volumverhältnisse. Eine isolierte Wasseransammlung auf der Erdoberfläche höre aus klimatischen Ursachen zu existieren auf, die unter ihr stark abgekühlte Kruste wird nunmehr wieder von unten durchwärmt und daher ausgedehnt, sie schwillt an. Sei z. B. durch die Wasseransammlung die Krustenpartie oberflächlich auf 0° C. abgekühlt gewesen und werde sie nunmehr auf 10° erwärmt, so heißt dies, daß die Isogeothermen von namhafter Tiefe an in der Kruste aufwärts rücken und daß diese nahe der Oberfläche im Durchschnitte um 10° erwärmt wird. Dies ergibt eine Anschwellung der Kruste, die allerdings nur 0,1 m auf 1 km Krustendicke bei einem linearen Ausdehnungskoeffizienten des Gesteines von $^1/_{100000}$ für 1° C. beträgt. In entsprechender Weise dehnt sich aber auch das Gestein seitwärts aus und übt daher auf seine Umgebung einen gesteigerten Seitendruck aus. Die umgekehrte Entwickelung findet dort statt, wo eine Partie Landoberfläche

---

1) Cosmographiae etc. pars II. p. 196.
2) Illustrations. § 439.
3) On the Physical Geology of the United States etc., and some Causes affecting the Sedimentary Formations of the Earth. Am. Journ. XLIX. 1845.
4) On the Crumpling of the Earth's Crust. Am. Journ. (3). XXX. 1885. p. 249–266.
5) Ebenda. p. 316.

durch eine Wasseransammlung besonders abgekühlt wird. Nach den Untersuchungen von E. v. Drygalski[1]) wirken Vergletscherungen ebenso abkühlend wie Wasseransammlungen; das Eintreten einer ausgedehnten Vergletscherung bezeichnet daher den Beginn von Senkungen, das Schwinden derselben den Eintritt von Hebungen, welche beiden Prozesse in wirksamster Weise durch das Eintreten einer Belastung bei Beginn und einer Entlastung bei Schluß der Vergletscherung unterstützt werden.

Belastung und Entlastung, wie sie durch Massenbewegungen und Massentransporte, sowie aus klimatischen Ursachen bewirkt werden, sind auch von Einfluß auf Bewegungen der Kruste, da dieselbe auf einer flüssigen, also nachgiebigen Unterlage aufruht. Da aber das Magma spezifisch schwerer als die auf ihm gleichsam schwimmende Kruste ist, so kann ein durch Belastung verursachtes Einsinken derselben nie so viel betragen, als die Höhe der belastenden Schicht ausmacht, und es kann ein entlastetes Land nie so hoch aufsteigen, als die Mächtigkeit der weggeführten Schichten beträgt. Die durch Massentransporte bewirkten Krustenbewegungen sind stets geringer als sie selbst.

Einen weiteren Einfluß üben die Massentransporte dadurch auf die feste Kruste aus, daß die entlasteten Gebiete aufquellen, während die belasteten zusammengepreßt werden. Ferner ändert die Wegnahme oder Zufuhr von Schichtmaterial den Wärmezustand der Unterlage, eine besondere Abkühlung oder Erwärmung derselben verursachend. Während aber diese Vorgänge im großen und ganzen nur Folgeerscheinungen anderer Krustenbewegungen sind — denn diese sind es, welche die Gebiete, die abgetragen oder aufgeschüttet werden, bestimmen — können rein klimatische Veränderungen gleichfalls durch Belastung und Entlastung Krusten-

[1]) Ueber Bewegungen der Kontinente zur Eiszeit und ihren Zusammenhang mit den Wärmeschwankungen in der Erdrinde. Verhandl. d. VIII. Deutsch. Geographentages 1889. S. 162. Vergl. dazu Rudzki, Ueber die Bewegungen der Kontinente. P. M. 1891. S. 27, 101, und Drygalski, Ebenda. S. 77, 127.

bewegungen verursachen, indem durch sie Wasseransammlungen entstehen und verschwinden, die Vergletscherungen ausgedehnter Länder kommen und gehen, sowie endlich der Luftdruck sich stetig ändert.

Alles in allem gestaltet sich durch das Ineinandergreifen der verschiedensten Ursachen der Mechanismus der Krustenbewegung zu einem äußerst verwickelten, und wird dabei noch berücksichtigt, daß innerhalb der Kruste voraussichtlich mehr oder weniger widerstandsfähige Partieen teils von Anfang an vorhanden sind, teils sich allmählich entwickelt haben mögen, so wird begreiflich, daß man noch weit davon entfernt ist, die Gesetze der geographischen Verbreitung der Krustenbewegung zu kennen, und noch keineswegs in der Lage ist, jede einzelne Bewegung auf ihre besondere Ursache zurückzuführen. Jedenfalls genügen die dargelegten Veränderungen, welche die Kernhülle eines wärmeverlierenden rotierenden Erdballes erfahren muß, vollauf zur Erklärung aller Arten von Krusten- und damit verbundenen Magmabewegungen; auch stehen sie mit den an der Erdoberfläche beobachtbaren Erscheinungen durchaus in Einklang.

Große Beachtung haben in jüngster Zeit die auf der Erdoberfläche stattfindenden Massentransporte als Ursachen der Krustenbewegung gefunden und die Theorie der Isostasie, wie sie von Dutton[1]) benannt wurde, zählt zahlreiche Anhänger. Babbage[2]) würdigte den Einfluß von Entlastung und Belastung auf den Wärmezustand der Unterlage; auf dieser Erwägung beruht auch die Theorie von Mellard Reade[3]), nach welcher mächtige Aufschüttungen von unten erwärmt werden, so daß sie sich ausdehnen und falten, während nach J. A. LeConte die starken Aufschüttungen eine Erwärmung und Erweichung ihrer Unterlage bedingen, so daß diese bei einem obwaltenden Seitendruck gefaltet werden

[1]) On some of the greater Problems of Physical Geology. Bull. Philos. Soc. Washington. XI. 1892. p. 51 (53).

[2]) Observations on the Temple of Serapis at Puzzuoli near Naples with Remarks on some causes which may produce Geological Cycles of great Extent. Proc. London Geolog. Soc. II. 1833/34. p. 72. Journ. III. p. 1868.

[3]) The Origin of Mountain Ranges. 1886.

kann [1]). Daß Belastung Einsinken und Entlastung Aufstreben einzelner Schollen bedingt, hat, wie es scheint, Elie de Beaumont [2]) zuerst gemutmaßt. Sir John Herschel [3]) und Delesse [4]) pflichteten dem bei; darauf ist ausgesprochen worden, daß eine Akkumulation durch ihr Gewicht die Unterlage um genau ebensoviel, als ihre Mächtigkeit beträgt, herabdrückt. Ricketts [5]) hat die Anschauung systematisch ausgebaut, Starkie Gardner [6]), O. Fisher [7]), Dutton [8]) und Mc. Gee [9]) sind derselben mehr oder weniger beigetreten. Es ist bereits oben dargelegt, warum die Senkung der sie begleitenden Akkumulation nicht gleichen Schritt zu halten vermag [10]). Auch sei daran erinnert, daß jene mächtigen Ablagerungen, welche gerade durch Annahme der Isostasien erklärt worden, Seichtwasser- oder Kontinentalbildungen sind. Mit Recht schreibt daher Vose [11]): Wenn eine große Sedimentmasse auf eine nachgiebige Kruste gelagert wird, so würde dieselbe sich senken; aber wir dürfen nicht annehmen, daß solch große Masse auf die Kruste gelagert werden konnte. Mächtige Schichten können nicht in seichtem Wasser angehäuft werden, eine dünne Sedimentlage vermag aber nicht die Kruste zu verbiegen, wenn diese nicht außerordentlich biegsam ist. Von anderer Seite ist ausgesprochen, daß die Akkumulation nicht Ursache, sondern Folge der Senkung sei, was bereits von B. Studer [12])

---

[1]) A Theory of the Formation of the great Features of the Earth's Surface. Am. Journ. (3). IV. 1872. p. 345, 460. V. p. 156, 448.

[2]) Explication de la carte géologique de la France. II. 1848. p. 614.

[3]) Physical Geography. 1861. p. 116.

[4]) Lithologie des mers de la France. 1871. p. 440.

[5]) Geolog. Magaz. 1872. IX. p. 119. Vergl. Nature. XXVIII. p. 539.

[6]) Subsidence and Elevation and on the Permanence of Oceans. Geolog. Mag. (2). VIII. 1881. p. 241. Subsidence and Elevation. Nature. XXVIII. p. 323.

[7]) Physics of the Earth's Crust. 1881. Cap. X. XVII.

[8]) Tertiary History of the Grand Cañon District. 1882. p. 212. — Mount Taylor and the Zuñi Plateau. VIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey. 1884/85. p. 105 (185).

[9]) On some Elements of Orographic Displacement. Am. Journ. (3). XXI. 1881. p. 276.

[10]) Vergl. Le Conte, Elevation and Subsidence. The Nature. XXIX. 1884. p. 212.

[11]) Orographic Geology. 1866. p. 48.

[12]) Jahrb. f. Min. u. Geolog. 1850. S. 221. — Verhandl. der schweiz. naturf. Gesellsch. Solothurn. 1848. S. 37—41. — Quart. Journ. Geolog. Soc. VII. 1851. Mem. p. 102.

angedeutet und später von Dana[1]) weiter ausgeführt wurde. Es ist zu beachten, daß, wenn Akkumulation Senkungen, Denudation Hebungen der Kruste verursacht, damit ein ebensolch endloser Cyklus von Vorgängen angenommen wird, wie von Lyell in seinen Ansichten über die chemische Ursache der Krustenbewegungen, welche Sir William Thomson mit einem Perpetuum mobile verglich[2]). Das konstante Gegeneinanderwirken endogener und exogener Vorgänge auf der Erdkruste, welches allein die Formen der Erdoberfläche zu erklären vermag, setzt zwei konstant wirkende Ursachen voraus, nämlich eine konstante Zufuhr lebendiger Kraft von außen her, welche die oberflächlichen Vorgänge unterhalten, und einen Energieverlust des gesamten Erdballes, welcher dessen Gestalt- und Größenverhältnisse stetig ändert.

Den Einfluß von Luftdruckänderungen auf die einer nachgiebigen Unterlage aufruhende Erdkruste untersuchte G. Darwin[3]). Eine Monographie der in Betracht kommenden Phänomene gab S. Günther[4]).

---

[1]) Observations on the Origin of some of the Earth's Features. Am. Journ. (2). XLII. 1866. p. 205.

[2]) Transact. R. Soc. Edinb. XXIII. p. 159.

[3]) On Variations in the Vertical due to Elasticity of the Earth's Surface. Philos. Mag. (5). XIV. 1882.

[4]) Luftdruckschwankungen in ihrem Einflusse auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erdoberfläche. Gerlands Beiträge zur Geophysik. II. 1894. S. 71.

